



Quantification et caractérisation des mouvements verticaux aux courtes échelles de temps dans les zones dites stables

Guillaume Biessy

► To cite this version:

Guillaume Biessy. Quantification et caractérisation des mouvements verticaux aux courtes échelles de temps dans les zones dites stables. Sciences de la Terre. Université Rennes 1, 2009. Français. NNT : . tel-00472690

HAL Id: tel-00472690

<https://theses.hal.science/tel-00472690>

Submitted on 13 Apr 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THÈSE / UNIVERSITÉ DE RENNES 1
sous le sceau de l'Université Européenne de Bretagne

pour le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1

Mention : Sciences de la Terre

Ecole Doctorale Sciences De La Matière

présentée par

Guillaume BIESSY

préparée à l'UMR-CNRS 6118 Géosciences Rennes
UFR Structure et Propriétés de la Matière

**Quantification et
caractérisation des
mouvements
verticaux aux courtes
échelles de temps
dans les zones dites
stables**

**Thèse soutenue à Rennes
le lundi 7 décembre 2009**

devant le jury composé de :

Marcia MAIA

Chargée de Recherche CNRS
IUEM, Brest / *rapporteur*

Pierre BRIOLE

Directeur de recherche CNRS
Laboratoire de Géologie, ENS Paris / *rapporteur*

Jean-Mathieu NOCQUET

Chargé de recherche CNRS
Géosciences Azur, Nice / *examineur*

Olivier BOUR

Professeur, Géosciences Rennes,
Université de Rennes 1 / *examineur et président*

Olivier DAUTEUIL

Directeur de recherche CNRS
Géosciences Rennes
Université de Rennes 1 / *directeur de thèse*

Frédérique MOREAU

Maître de conférences
Géosciences Rennes
Université de Rennes 1 / *co-directrice de thèse*

REMERCIEMENTS

Une thèse est une vraie aventure remplie de hauts et de bas. Les bas, ce sont les heures à ne pas savoir comment rédiger un petit paragraphe mineur, les mois passés à essayer de faire fonctionner Gamit, une review assassine sur un papier sur lequel on a passé des mois. Les hauts, c'est un papier finalement accepté après des mois d'attente ou des résultats probants après des jours de calculs.

Une thèse est une vraie aventure remplie de joies et de peines. Les peines, ce sont ces jours où on a envie de mettre un terme à tout ça, où on part au labo le matin le ventre tordu par le stress et l'inquiétude de ne pas y arriver. Les joies, c'est le thé à la menthe et les pâtisseries dégustés avec les marocains au cœur de la plaine du Saïs, ce sont les paysages islandais découverts ou redécouverts avec un bonheur sans pareil, c'est l'incroyable voyage dans le temps à Sofia.

Une thèse est une vraie aventure remplie de périodes creuses, à ne pas trop savoir quoi faire, à tourner un peu en rond, et de périodes très chargées, la tête dans le guidon et les œillères en place.

Une thèse est une vraie aventure qui ne pourra pas voir le jour sans l'aide précieuse des personnes avec lesquelles on bosse et des personnes qui nous entourent et qui nous supportent. Quelques lignes rien que pour eux.

Je tiens à remercier très chaleureusement et très sincèrement Olivier Dauteuil, mon directeur de thèse. Trois missions en Islande ensemble et une nuit côte à côte dans un Chrysler Voyager remanié, ça rapproche. Un très grand merci pour m'avoir fait confiance quand je l'ai contacté, courant 2005, pour faire un stage sur l'Islande avec lui, pour sa ténacité à obtenir cette bourse de thèse, pour sa pédagogie sur le terrain et au labo, pour son soutien au quotidien, pour son aide technique et scientifique, pour son humour, sa gentillesse, ses encouragements et ses coups de pied au c** aussi qui m'ont permis d'aller au bout.

Je remercie chaleureusement Frédérique Moreau, ma deuxième directrice de thèse. Nos accords et nos désaccords, son soutien et son œil de géophysicienne ont fait avancer les idées et donc la thèse.

Je tiens à remercier les membres de mon jury de thèse, Marcia Maia et Pierre Briole pour avoir accepté de rapporter mon manuscrit de thèse, Jean-Mathieu Nocquet et Olivier Bour pour leur présence au sein de mon jury de thèse.

Merci également à Pierre Gavrilenko, pour son soutien, sa gentillesse, et son aide précieuse quant à l'aspect programmation (Aquifer3D et FES2004), et Olivier Bour, pour son appui scientifique et technique concernant les données hydrologiques et hydrogéologiques de Ploemeur.

Merci à Marie-Noëlle Bouin pour ces trois jours passés à Rennes à me former à Gamit, bien qu'il m'ait fallu encore quelques mois pour maîtriser – et maîtriser est un grand mot – cette usine à gaz du traitement GPS, ainsi que pour sa disponibilité pour répondre à mes nombreux mails. Merci également Robert W. King (Bob pour les intimes), rencontré durant un workshop à Sofia, qui sur l'instant a pris le temps de m'écouter et me m'aiguiller, et qui ensuite a fait preuve de patience et de disponibilité pour répondre à mes (très) nombreux mails (toujours dans l'optique de maîtriser (...) Gamit).

Je tiens à remercier les chercheurs du Bulgarian Laboratory of Geodesy de la Bulgarian Academy of Science de Sofia, Ivan Georgiev et ses collègues, pour l'organisation impeccable du workshop Gamit/Globk et pour leur accueil plus qu'amical.

REMERCIEMENTS

Cette thèse m'a certes permis de découvrir les joies (...) du traitement GPS, mais elle m'a donné la chance de découvrir une autre culture et d'autres paysages. Celle et ceux du Maroc. Je tiens à remercier sincèrement, pour leur coopération scientifique comme pour leur accueil très chaleureux, Mohamed Rouai pour sa gentillesse de tous les instants, Mustapha Boualoul pour son humour et sa bonne humeur, Abdelilah Dekayir pour l'inoubliable visite du site de Volubilis et pour le succulent couscous chez lui, A. Rimi, Tachfine Ouchani, Khaoula Qarqori, ainsi que tous les autres chercheurs et étudiants marocains rencontrés sur le terrain. Au delà du travail mené avec eux, je garde d'incroyables souvenirs des couleurs, des odeurs, de la délicieuse gastronomie et des paysages du Maroc.

Merci à Laurent Morel et Stéphane Durand (L2G-ESGT Le Mans) pour ces trois jours de formation au GPS.

Merci à aux équipes Bassins – Déformation Subtile de Géosciences Rennes pour leur accueil, Marie-Paule Bertrand pour son aide au quotidien sur le plan administratif, Annick Bernard, Jean-Pierre Caudal, et aux gens de la Mairie de Ploemeur pour leur disponibilité.

Je tiens à remercier chaleureusement mon compagnon de galère, l'extrême François Fund (doctorant à l'ESGT du Mans), avec qui j'ai partagé les joies de Gamit. Merci pour son aide plus que précieuse, le partage de son expérience du traitement GPS, et pour ces trois jours inoubliables à Sofia.

Je remercie également François Deschamps pour ces bonnes discussions de thésards blasés et pour son soutien ; Antoine Bercovici pour son aide à l'intégration au monde Mac ; le bureau 211 et mes voisins de bureau successifs Nuno Rodrigues et Eline Le Breton, ainsi que tous les thésards de Géosciences Rennes.

Merci à Jean-Christophe Beyler pour son soutien à distance et son aide technique (Linux...? comment ça marche ?).

Un grand merci à Jocelyne et Jean-Yves Gilbert, et à leur petit havre de Gâvres, gracieusement et très gentiment prêté le temps de quelques jours juste après avoir envoyé les manuscrits. Un bol d'air nécessaire avant la dernière ligne droite. Une petite pensée également à Marlène Erdevén, à qui je dois ma curiosité scientifique.

Je remercie chaleureusement mes copains, que dis-je, mes amis de l'EOST, pour leur soutien, leurs attentions, pour ce week-end passé sous le soleil de Bains sur Oust qui m'a redonné la pêche. Les années qui passent et la différence de nos orientations n'ont pas altéré notre amitié.

Je remercie mes beaux-parents, Hélène et Pierre, pour leur soutien à *la picarde* (« ça va aller, tu verras... »), Pierre-Antoine et Sarah, pour leur présence le jour J, pour l'intendance du pot de thèse et pour le baby-sitting à la maternité... Merci également à Claire et Maxime, les beaux-cousins, de s'être déplacés jusqu'à Rennes pour m'écouter.

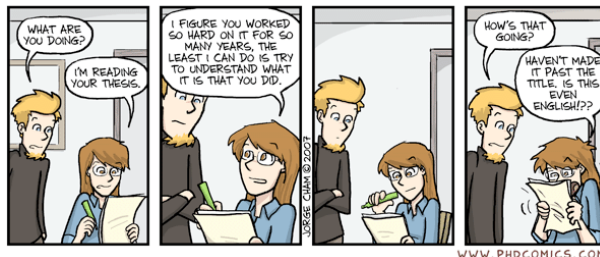
Je n'aurai pas pu aller au bout de cette aventure sans ma famille, qui m'a supporté, aidé, réconforté, remotivé durant ces longues années d'études. Je tiens à remercier du plus profond de mon cœur mes parents, Patricia et Patrice, et mes deux petits frères, Romain et Nicolas, pour leur infaillible soutien dans les hauts comme dans les bas, pour l'intendance du pot de thèse, pour avoir été là, à mes côtés, pendant trois ans et le jour J. Je remercie chaleureusement ma grand-mère, mes oncles et tantes, cousins et cousines, ainsi que ma belle-sœur Frédérique pour son soutien et sa présence le jour J.

REMERCIEMENTS



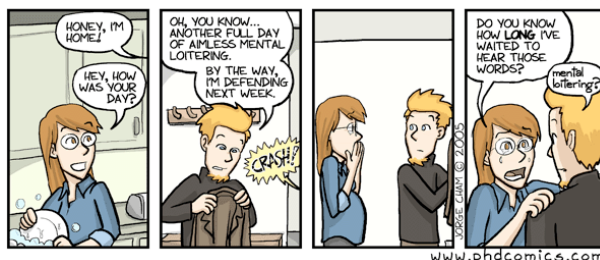
Enfin,

Parce qu'elle a été à mes côtés tous les jours,



Parce qu'elle a toujours cru en moi,

Parce qu'elle a supporté mes gros moments de doute, mes baisses de moral, mes énervements, mes envies de tout arrêter, mais aussi les quelques joies par ci par là,



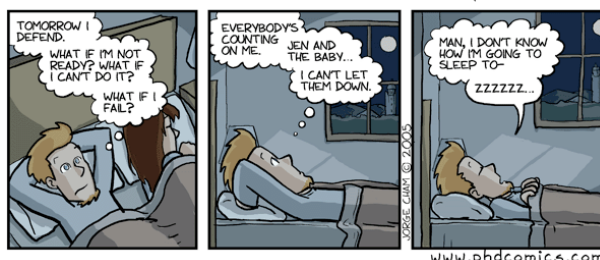
Parce que sans elle je ne serai jamais aller au bout,

Parce qu'avec elle j'ai vécu la plus belle des aventures, celle de devenir papa, en même temps que la plus difficile, celle de devenir docteur,

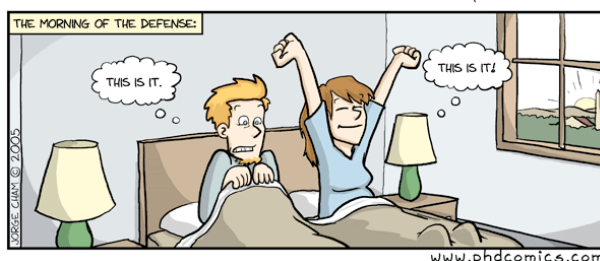


Le dernier remerciement, et non des moindres, revient à mon adorable épouse, Mathilde.

Son incroyable patience, son soutien quotidien et son amour ont été plus que précieux.



Ils ont été indispensables.



Un petit aperçu de la vie du thésard marié et futur papa.

"Piled Higher and Deeper" by Jorge Cham
www.phdcomics.com

REMERCIEMENTS

REMERCIEMENTS

à Mathilde,

à mes parents et à mes frères,



à Zélie, qui a eu la gentillesse d'arriver trois jours avant le jour J...

TABLES DES MATIERES

REMERCIEMENTS	1
INTRODUCTION.....	15
CHAPITRE 1 : LES PROCESSUS A L'ORIGINE DES MOUVEMENTS VERTICAUX ...	21
Introduction.....	23
1. La tectonique et la sismicité.....	23
1.1 La déformation aux limites de plaques.....	23
1.1.1 Exemple de mesure de déformation en Islande	24
1.1.2 Exemple de mesure de déformation régionale en Mer Égée	25
1.2 La sismicité de l'Europe	26
1.3 La déformation intraplaque	26
2. Le volcanisme	27
2.1 Le volcanisme de point chaud.....	27
2.2 Les phénomènes de gonflement/dégonflement et la volcano-isostasie.....	27
3. Les effets de charge	28
3.1 Le rebond post-glaciaire Holocène	28
3.1.1 Fonctionnement de l'ajustement isostatique post-glaciaire	28
3.1.2 Amplitudes de la déformation au sein des zones glaciaires.....	29
3.1.3 La déformation post-glaciaire Holocène en Bretagne et au Maroc	30
3.2 La charge atmosphérique	31
3.3 La sédimentation et l'érosion	31
4. La surcharge océanique	31
4.1 Le phénomène de marée	31
4.1.1 Historique	32
4.1.2 Expression de la force génératrice	32
4.1.3 Expression du potentiel de marée	33
4.1.4 Le développement harmonique	35
4.2 Le phénomène de surcharge océanique.....	35
4.3 Les modèles de surcharge	36
4.4 Du modèle de surcharge à la déformation	38
4.5 La surcharge océanique en Bretagne	38
4.6 La surcharge océanique au Maroc.....	40
5. Les marées terrestres	40

6. Les processus hydrogéologiques et hydrologiques	42
6.1 Les processus hydrologiques de surface	42
6.1.1 <i>La surcharge hydrologique continentale locale et globale.....</i>	<i>42</i>
6.1.2 <i>Le gonflement des sols.....</i>	<i>43</i>
6.2 Les processus hydrogéologiques profonds.....	43
6.3 Les phénomènes hydro(géo)logiques en Bretagne et au Maroc	44
7. Les effets anthropiques	45
Synthèse.....	46
CHAPITRE 2 : PRINCIPES DU GPS.....	49
1. Présentation générale et historique du système.....	51
2. Composition du système	52
2.1 Le secteur spatial	52
2.2 Le secteur de contrôle.....	52
2.3 Le secteur utilisateur	53
3. Principe de base : le positionnement par triangulation sphérique.....	53
3.1 Calcul de la distance par la mesure du temps de propagation	54
3.2 Triangulation sphérique.....	55
3.3 Synchronisation de l'horloge du récepteur : le 4 ^{ème} satellite	55
3.4 Système de positionnement ECEF	56
4. Le signal GPS.....	57
4.1 Composition du signal	57
4.2 Les dégradations volontaires du système.....	58
5. Les mesures GPS	59
5.1 Le temps GPS	59
5.2 La pseudo-distance	59
5.3 La phase	60
6. Les types de positionnement	62
6.1 Positionnement absolu	62
6.2 Positionnement relatif.....	63
6.2.1 <i>La simple différence</i>	<i>63</i>
6.2.2 <i>La double différence</i>	<i>64</i>
6.2.3 <i>La triple différence</i>	<i>65</i>
7. Les combinaisons de mesures	65
8. Les principales sources d'erreurs et leurs corrections associées.....	66
8.1 Les erreurs d'orbites des satellites.....	66

8.2 Les erreurs dues au récepteur	67
8.2.1 Bruit électronique.....	67
8.2.2 Trajets multiples	67
8.2.3 Variations du centre de phase.....	67
8.3 La propagation du signal dans les couches atmosphériques	68
8.3.1 Rappel sur la vitesse de propagation de phase et de groupe	68
8.3.2 L'ionosphère	70
8.3.3 La troposphère	71
8.4 Les effets relativistes.....	72
8.5 Synthèse des erreurs et ordres de grandeurs.....	72
9. Les autres systèmes de positionnement par satellite	73
9.1 Le russe GLONASS	74
9.1.1 Historique du système	74
9.1.2 Composition du système	74
9.1.3 Coopération avec les autres systèmes de positionnement	74
9.2 Le chinois BEIDOU	74
9.3 L'indien IRNSS.....	75
9.4 L'européen Galiléo	75
9.4.1 Quelques dates clés	75
9.4.2 Description du système	76
9.4.3 Les services de Galiléo	76
11. Les utilisations et les applications du GPS	77
Conclusions	78
CHAPITRE 3 : METHODOLOGIE GLOBALE - OBJECTIFS ET OUTILS	79
1. Que peut-on faire avec des données GPS?	81
1.1 Objectif principal du GPS et définition de quelques termes	81
1.2 Estimation de positions combinées et de vitesses	82
1.3 Calcul de séries temporelles	83
1.4 Définition d'un système de référence terrestre	84
2. Rappel des processus visés et choix des zones d'étude.....	84
2.1 Rappel des processus étudiés	85
2.2 Le site de Ploemeur	85
2.3 Le site de la plaine du Saïs au Maroc	86
3. Présentation de GAMIT/GLOBK	87
3.1 Structure du calcul GAMIT	88
3.1.1 Présentation des fichiers	89

3.1.1.1 Fichiers d'occupation des sites	89
3.1.1.2 Fichiers spécifiques à la session ou à l'expérience	89
3.1.1.3 Fichiers utilisés dans la modélisation des observations	90
3.1.1.4 Fichiers utilisés dans l'estimation de la solution	90
3.1.1.5 Fichiers globaux.....	90
3.1.2 Les différents modules de calcul	90
3.1.2.1 Les modules de préparation des données pour les calculs	90
3.1.2.2 Le module de création du fichier batch	91
3.1.2.3 Les modules de calcul de la solution	91
3.2 Validation au premier ordre du calcul GAMIT	91
3.2.1 Le fichier autcln.post.sum.....	91
3.2.2 Le fichier qexpea.ddd	93
3.2.3 Le fichier biassum.qexpea.ddd.....	93
3.3 Structure du calcul GLOBK	94
4. Stratégies de calcul	95
4.1 Calcul en ligne de base pure.....	95
4.1.2 Pourquoi cette stratégie ?.....	95
4.1.2 Paramètres de GAMIT.....	96
4.1.3 Paramètres de GLOBK.....	97
4.2 Calcul en réseau	97
4.2.1 Pourquoi cette stratégie ?.....	97
4.2.2 Paramètres de GAMIT.....	97
4.2.2 Paramètres de GLOBK.....	98
5. Construction d'une série temporelle	100
5.1 Échelle temporelle.....	100
5.2 Choix de l'écart à la moyenne	100
6. Influence de la durée de la session : 3 h ou 24 h ?	102
7. Comparaison calcul en ligne de base / calcul réseau.....	103
7.1 Description des traitements effectués	103
7.2 Résultats de la comparaison ligne de base/réseau	103
7.3 Conclusion	104
8. Comparaison des stratégies TGO et GAMIT	107
8.1 Rapide comparaison des logiciels TGO et GAMIT	107
8.2 Résultats	107
8.3 Conclusion	108
Conclusions	108

CHAPITRE 4 : LA DEFORMATION ACTUELLE PLURI-ANNUELLE DU SOL DANS UNE REGION INTRAPLAQUE - APPLICATION AU SITE DE PLOEMEUR (BRETAGNE) . 111

Introduction.....	113
1. Cadres de l'étude.....	113
1.1 Contexte scientifique de l'étude de l'aquifère de Ploemeur : l'ORE H+	113
1.2 Historique de l'aquifère	114
1.3 Contexte géologique	114
1.4 Contexte tectonique et sismicité	115
2. Déformation actuelle pluri-annuelle.....	116
2.1 Données GPS	116
2.1.1 Matériel.....	116
2.1.2 Disponibilité des données.....	118
2.2 Stratégie du traitement GPS avec GAMIT/GLOBK.....	119
2.3 Résultats : description des séries temporelles	119
2.3.1 Ligne de base MF1M/EPUR.....	120
2.3.2 Ligne de base MF3M/EPUR.....	122
2.3.3 Ligne de base PLOE/EPUR	124
3. Périodicité du signal de déformation.....	125
4. Déformation en 3D.....	126
4.1 Modèle avec une seule périodicité	126
4.2 Modèle avec des périodicités différentes	127
5. Contribution de l'aquifère à la déformation du sol.....	127
5.1 Variations piézométriques	128
5.2 Relation déformation-piézométrie	128
5.3 Notion d'emmagasinement	129
5.4 Détermination du coefficient d'emmagasinement	130
6. Contribution des variations hydrologiques de subsurface.....	131
6.1 Origine des données hydrologiques de subsurface	131
6.2 Relation déformation-piézométrie-hydrologie de subsurface.....	131
6.3 Interprétation générale	133
7. Différence de comportement entre MF1 et MF3.....	133
Conclusions	134

CHAPITRE 5 : LA DEFORMATION ACTUELLE DE LA PLAINE DU SAÏS (MAROC)

..... 137

Introduction.....139

1. Présentation du projet.....139

2. Cadres de l'étude.....140

2.1 Contexte géologique et lithostratigraphique 140

2.2 Contexte tectonique et sismicité 142

2.2.1 La tectonique régionale 142

2.2.2 La sismicité régionale 143

2.2.3 La tectonique quaternaire dans le bassin du Saïs..... 143

2.3 Contexte hydrogéologique 144

2.3.1 La nappe phréatique du Bassin du Saïs..... 144

2.3.2 L'aquifère liasique profond 145

3. Données GPS146

3.1 Station d'Haj Kaddour (HAJK)..... 147

3.2 Station de Souk Jemad El Gour (GOUR)..... 148

3.3 Station d'El Hajeb (ELHA)..... 150

3.4 Disponibilité des données 151

4. Description des résultats.....152

4.1 Stratégie de calcul avec GAMIT/GLOBK 152

4.2 Description des résultats 152

4.2.1 Ligne de base HAJK/ELHA 153

4.2.2 Ligne de base GOUR/ELHA..... 154

4.2.3 Ligne de base HAJK/GOUR..... 154

4.2.4 Conclusions 156

5. Interprétations préliminaires et discussion156

5.1 Relation avec les variations hydrogéologiques ? 157

5.2 Compartimentage du Lias au sein de la plaine du Saïs ? 158

Conclusions161

CHAPITRE 6 : PRISE EN COMPTE DE LA SURCHARGE OCEANIQUE DANS LES

TRAITEMENTS GPS 163

Introduction.....165

1. Rappels sur le modèle FES2004 et calcul en Bretagne et au Maroc165

1.1 Le modèle de surcharge océanique FES2004 166

1.3 Ce que prédit le modèle pour les zones d'études	166
1.3.1 Dans le Grand Ouest de la France	167
1.3.2 Au Maroc	167
2. Effet de la surcharge océanique dans le Grand Ouest de la France	168
2.1 Principe et objectifs de l'expérience	168
2.2 Rappel des réglages GAMIT/GLOBK	169
2.3 Résultats et interprétations	170
2.3.1 Variation spatiale de l'effet de surcharge océanique	170
2.3.2 Influence du modèle de surcharge océanique FES2004 sur le traitement en réseau	173
2.4 Conclusions	173
3. Effet de la surcharge océanique lors d'un calcul en ligne de base courte	174
3.1 Principes et objectifs de l'expérience	174
3.2 Rappel des réglages GAMIT/GLOBK	174
3.3 Résultats et interprétations	175
3.3.1 Influence du traitement en ligne de base sur le filtrage de l'effet de surcharge océanique : MF1M/EPUR	175
3.3.2 Influence du traitement en ligne de base sur le filtrage de l'effet de surcharge océanique et comparaison entre les stratégies : PLOE/GROI	177
2.3.3 Conclusions	178
Conclusions	178
SYNTHESE ET PERSPECTIVES	181
1. Quelle est la stratégie à adopter pour mesurer précisément ces faibles déformations ?	183
1.1 Deux stratégies pour des objectifs différents	183
1.2 Deux logiciels au banc d'essai	183
1.3 La stratégie en ligne de base courte pour des études locales	184
2. Extraire les effets dus aux différents processus dans un signal GPS	184
2.1 Deux processus visés : l'hydrogéologie et la surcharge océanique	184
2.2 La séparation des processus par l'analyse de Fourier	185
3. Relier la déformation verticale et les variations hydrogéologiques dans les zones aquifères	185
3.1 L'observation d'une déformation pluri-annuelle saisonnière	185
3.2 Une différence de comportement à court et à long terme	186
3.3 Le GPS comme outil de caractérisation géologique	187
3.4 Besoin de données pluri-annuelles	187

3.5 Besoin d'une modélisation hydromécanique.....	188
4. La prise en compte de la surcharge océanique dans les traitements GPS	189
4.1 La surcharge océanique, processus majeur de la déformation en Bretagne	189
4.2 Le filtrage de l'effet de surcharge par le traitement en ligne de base courte	190
4.3 Étude préliminaire de la surcharge océanique au Maroc.....	190
5. Conclusion générale	191
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	193
ANNEXES	203
Annexe 1 : Calculs de la force génératrice et du potentiel de marée	205
Annexe 2 : Analyse fréquentielle de Fourier.....	211

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Les déformations de la surface de la Terre résultent de plusieurs processus géologiques. Ceux-ci sont très étudiés aux frontières de plaques car ils ont des très fortes amplitudes et des impacts environnementaux et humains parfois très importants. Dans ce type de contexte, la tectonique domine, provoquant sismicité et volcanisme. Ces processus sont très variés en terme d'amplitude, de temps de jeu, de périodicités et de variabilité spatiale (Figure 1). Par exemple, les tremblements de terre jouent pendant des temps très courts (quelques secondes), sont très localisés et peuvent engendrer des déplacements de plusieurs mètres. A contrario, les processus tectoniques aux frontières de plaques ou la subsidence dans les bassins sédimentaires jouent pendant des périodes plus longues, de l'ordre du million d'années. Il existe également des processus périodiques, comme les marées terrestres et la surcharge océanique, qui peuvent provoquer des déplacements de plusieurs centimètres.

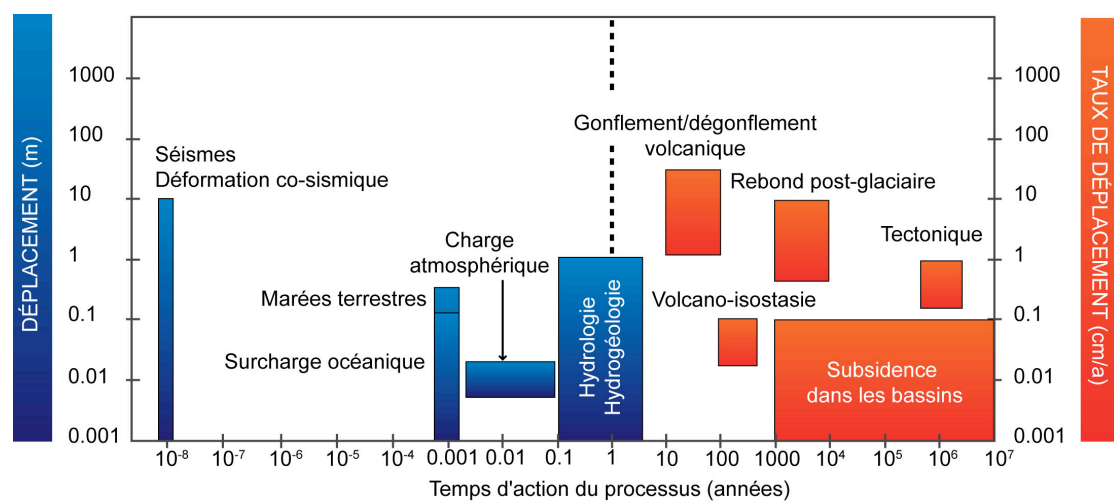


Figure 1 : Les différents processus géologiques responsables des mouvements à la surface de la Terre, en fonction de leurs amplitudes en déplacement (pour les processus jouant sur des périodes de temps inférieures à l'année) ou en taux de déplacement (pour les processus jouant sur des périodes de temps supérieures à l'année), et de leurs périodicités.

Il existe cependant des zones où les déformations sont moins importantes en amplitude mais non négligeables lorsqu'elles se cumulent sur de longues périodes de temps. Ces zones peuvent être intraplaques, sur des marges passives, coincées entre des domaines plus déformés. Ces zones sont sujettes à des déformations plus faibles, localisées ou diffuses, qui cumulées sur une certaine période de temps peuvent devenir significatives.

Nous proposons de quantifier et de caractériser les mouvements récents dans deux zones à faible taux de déformation : la Bretagne Sud et la plaine du Saïs au Maroc. La zone d'étude en Bretagne est située en bordure d'une marge passive, à sismicité modérée, et sujette à de fortes amplitudes de marées océaniques. De plus, elle est localisée à l'aplomb d'un aquifère cristallin fracturé. Des études précédentes ont montré l'existence de déformations engendrées par la surcharge océanique et par les variations hydrogéologiques au sein de l'aquifère. La zone d'étude au Maroc est située au cœur de la plaine du Saïs, entre les rides pré-rifaines et le Moyen Atlas, zones sismiquement actives. Elle est, elle aussi, située à l'aplomb d'un vaste aquifère profond et calcaire.

L'objectif principal de cette étude est la quantification et la caractérisation des mouvements du sol au sein de ces zones à faible taux de déformation aux courtes échelles de temps (quelques années), avec plusieurs questions sous-jacentes. Quelle est la stratégie à adopter pour mesurer précisément ces faibles déformations ? Peut-on, à l'intérieur d'un signal GPS de déformation, séparer les effets des différents processus ? Comment filtrer certains

processus de déformation pour ne conserver que certains autres ? Dans quelle mesure peut-on relier les mouvements verticaux et les variations hydrogéologiques dans les zones aquifères ? Comment prendre en compte la surcharge océanique et ses effets locaux dans les traitements GPS ? Autant de questions auxquelles cette étude se propose d'apporter des éléments de réponse, tant du point de vue de la méthodologie que de l'étude des processus en eux-mêmes.

Le chapitre 1 présente les différents processus responsables des déformations à la surface de la Terre. Leurs origines physiques y sont définies et leurs propriétés en terme d'amplitude, de temps de jeu, de périodicité et de variabilité spatiale y sont détaillées. Nous nous attarderons un peu plus sur les processus qui nous intéressent et qui entrent en jeu dans nos deux zones d'études, à savoir les processus hydrogéologiques, la surcharge océanique et la tectonique.

Le chapitre 2 est consacré au GPS, outil de mesure des déplacements de la surface de la Terre. Après un bref historique, nous détaillons les différents secteurs qui le composent, le signal GPS, les différents types de mesures et de positionnement. Nous nous attardons ensuite sur les nombreuses sources d'erreurs qui viennent perturber la mesure d'une position par GPS. Les autres principaux systèmes de positionnement par satellites sont également présentés, dont GLONASS et GALILEO. Nous terminerons enfin en détaillant les différentes applications civiles et scientifiques du GPS.

Le chapitre 3 présente la méthodologie employée afin de quantifier au mieux les faibles déformations attendues dans nos deux zones d'étude. Les différents types d'objectifs du GPS sont présentés : calcul de positions combinées et de vitesses, calcul de séries temporelles, et définition de systèmes de références. Pour aider à la compréhension des tests discutés plus loin dans ce chapitre, les deux zones d'études sont décrites succinctement, en rappelant leur contexte géodynamique et géologique et en présentant les différentes stations GPS installées sur site. La majeure partie de ce chapitre est ensuite consacrée au logiciel GAMIT/GLOBK, utilisé pour le traitement des données GPS et la construction des séries temporelles, ainsi qu'aux différents tests effectués. L'architecture des modules de calcul et des fichiers employés est décrite en détail, ainsi que la validation au premier ordre des résultats. Les deux principales stratégies de calcul sont présentées : le calcul en ligne de base pure sera utilisé pour les études de déformation due aux processus hydrogéologiques relativement à une station de référence (chapitres 4 et 5), alors que le calcul en réseau sera principalement utilisé lors des études de la surcharge océanique (chapitre 6). Enfin, les différents tests sont présentés. Comment avons-nous construit nos séries temporelles ? Quels sont l'influence et l'intérêt, en fonction des processus visés, d'un traitement avec des sessions de 3 heures ou de 24 heures ? Quelle est la différence entre un calcul en ligne de base pure et un calcul différentiel issu d'un calcul réseau ? Les traitements issus de GAMIT/GLOBK sont-ils comparables à ceux obtenus avec TGO, le logiciel constructeur de Trimble utilisé auparavant ? L'objectif de ces différents tests est d'apporter des éléments de réponse à ces questions.

Le chapitre 4 est consacré à l'étude de la déformation actuelle et pluri-annuelle du sol dans une région intraplaque à faible taux de déformation, la Bretagne Sud et plus particulièrement l'aquifère cristallin fracturé de Ploemeur. Nous disposons de quatre stations GPS installées sur site : trois sur un site de pompage où nous étudions la déformation, la quatrième étant installée 4,5 km plus au sud, dans une zone *a priori* déconnectée de l'influence de l'aquifère. En plus du matériel GPS, le site de Ploemeur est instrumenté de façon continu ou temporaire en inclinomètres, sismomètres, gravimètres et piézomètres. L'objectif de cette étude est de quantifier et de caractériser la déformation dans le temps et dans l'espace. Pour cela, nous avons calculé, de façon différentielle, trois lignes de base qui fournissent des séries temporelles selon les trois composantes North, East et Up, plus ou moins longues dans le temps. Ces séries temporelles ont permis de déterminer la déformation 3D sur le site

de pompage. Grâce au fait que la station de référence soit située dans une zone déconnectée de l'influence de l'aquifère, grâce à cette configuration en ligne de base courte et aux paramètres réglés dans GAMIT, un certain nombre d'effets indésirables (erreurs liées à la mesure GPS) et non désirés (surcharge océanique) ont pu être filtrés et la déformation observée a donc pu être reliée aux variations hydrogéologiques. La corrélation entre la composante verticale de la déformation et les variations de hauteur d'eau a permis de déterminer des paramètres hydromécaniques de l'aquifère comme le coefficient d'emménagement. Mais d'autres processus de déformation ont dû être pris en compte pour expliquer la dynamique de la déformation, tel que l'hydrologie de surface. Celle-ci a été étudiée parallèlement aux données de déformation et aux données piézométriques. Les quatre années de données GPS, piézométriques et hydrologiques nous ont permis de comprendre l'origine et la dynamique de la déformation observée sur le site de Ploemeur.

Le chapitre 5 constitue l'étude préliminaire de la déformation au sein de la plaine du Saïs, au Maroc, qui s'inscrit dans un grand projet de caractérisation géophysique et hydrodynamique du réservoir du Bassin du Saïs. La zone d'étude est située entre la ville de Meknès et le Causse Moyen Atlasique, plus globalement entre les zones sismiquement actives du Rif et du Moyen Atlas, ainsi qu'à l'aplomb d'un vaste aquifère profond évoluant au sein de calcaires liasiques. Nous avons voulu appliquer à cette région une méthodologie semblable à celle utilisée sur le site de Ploemeur, dans un contexte différent : aquifère profond calcaire, tectonique probablement plus active, surcharge océanique probablement de plus faible amplitude. Trois stations GPS ont été installées sur zone, deux dans la plaine, une sur le Causse, cette dernière servant de référence pour les calculs en ligne de base. Après avoir décrit les contextes géologique, tectonique et hydrogéologique de la zone d'étude, les premiers résultats des traitements GPS sont présentés. En raison de la courte période d'acquisition des stations GPS et du manque de données piézométriques bien échantillonnées et co-localisées avec nos stations GPS, les premières interprétations en terme de relation entre déformation et variations hydrogéologiques sont assez préliminaires. Les observations effectuées grâce au calcul de la ligne de base entre les deux stations de la plaine, mises en relation avec des observations géophysiques antérieures, ont permis de mettre en évidence un compartimentage du Bassin du Saïs peu décrit jusqu'alors.

Le chapitre 6 est consacré à l'étude de la prise en compte de la surcharge océanique dans nos études de la déformation. D'une part, le modèle FES2004, utilisé lors de nos calculs GAMIT, est rapidement présenté. Deux cartes de surcharge océanique ont été calculées par FES2004 pour nos deux zones d'études élargies au Grand Ouest de la France et au Maroc. Elles permettent de visualiser les amplitudes et la variabilité spatiale du phénomène. D'autre part, nous avons effectué un calcul GPS en réseau incluant des stations du Réseau GPS Permanent français (RGP), et des stations européennes IGS et la station PLOE installée sur le site de Ploemeur. Ce calcul permet de visualiser, par la mesure GPS, l'effet de surcharge océanique et sa prise en compte par l'utilisation ou non d'un modèle comme FES2004 dans le calcul. Enfin, nous avons étudié la prise en compte de la surcharge dans deux calculs GPS en ligne de base très courtes, avec et sans le modèle FES2004, et nous avons comparé les résultats avec ceux obtenus avec une autre stratégie (calcul en réseau). Ces expériences ont permis de voir que la prise en compte des effets locaux de la surcharge océanique n'est pas très claire et varie en fonction de la ligne de base calculée.

Les études menées en Bretagne et au Maroc permettent de dégager quelques idées (1) sur la stratégie à adopter pour mesurer les mouvements verticaux de faible amplitude et pour filtrer les processus au sein d'un signal, (2) sur la relation entre les processus étudiés (hydrogéologie, surcharge océanique) et les mouvements verticaux. Une synthèse de ces résultats fait l'objet du dernier chapitre. Nous répondrons aux questions posées, du point de vue méthodologie et du point de vue processus, en tentant d'analyser les problèmes rencontrés, de proposer des améliorations, et de faire quelques perspectives.

CHAPITRE 1

LES PROCESSUS A L'ORIGINE DES MOUVEMENTS VERTICAUX

CHAPITRE 1 : LES PROCESSUS A L'ORIGINE DES MOUVEMENTS VERTICAUX

Introduction

De nombreux processus sont à l'origine de déplacements verticaux de la surface terrestre. Outre les mouvements épirogéniques, qui regroupent les soulèvements et les affaissements naturels de grands compartiments de l'écorce terrestre, nous devons surtout considérer les déformations plus locales naturelles et parfois imputables à l'activité humaine.

La déformation de la surface de la Terre a été largement étudiée aux frontières de plaques car les contraintes peuvent y être importantes. Dans ces contextes de frontières de plaques, la déformation est globalement dominée par la tectonique des plaques qui engendre de la sismicité et du volcanisme.

En dehors des frontières de plaques, la déformation de la surface de la Terre est plus diffuse avec des contraintes de faibles amplitudes. Cependant, cette déformation cumulée peut devenir significative, aussi bien à l'échelle de temps humaine que géologique. Une multitude de processus interagissent sur la déformation du sol. Ils possèdent des caractéristiques propres, comme la périodicité, l'amplitude, ou la variabilité spatiale.

Nos deux zones d'étude, la Bretagne Sud et la plaine du Saïs au Maroc, sont dites stables, situées dans des domaines soumis *a priori* à de faibles taux de déformation. Cependant, cette déformation existe et peut être due à divers processus, comme la sismicité diffuse de faible intensité, la surcharge océanique, les variations hydrogéologiques et hydrologiques, les marées terrestres ou la charge atmosphérique. Pour bien comprendre quels sont les processus que nous devons prendre en compte dans notre étude et comment identifier leur influence dans le signal de déformation, ce chapitre décrit ces processus ainsi que leur signature potentielle en terme d'amplitude, de longueur d'onde, de variabilité spatiale et temporelle. Nous présenterons, quand cela est possible, des exemples d'études portant sur ces processus de déformation pour nos deux zones d'études, la Bretagne et le centre du Maroc. Les autres exemples choisis ne représentent pas de façon exhaustive tous les domaines en déformation mais permettent d'illustrer chaque processus. La bibliographie correspondante n'est donc pas non plus exhaustive.

1. La tectonique et la sismicité

1.1 La déformation aux limites de plaques

La déformation liée à la tectonique des plaques (Figure 2) est la plus importante en terme de contraintes mises en jeu. Ce processus prédomine dans les zones de création (dorsales océaniques) et de destruction (zones de subduction) de matériel lithosphérique, ainsi que dans les grandes zones transformantes, donc à proximité des frontières des plaques lithosphériques. Les principales manifestations de cette déformation sont le volcanisme et la sismicité. Suivant la nature du contact entre les plaques, la croûte terrestre peut être déformée horizontalement et verticalement par des processus de subduction, de plissement ou par des séismes. Si les mouvements continus sont typiquement de l'ordre de quelques millimètres par an, au plus quelques centimètres par an, les séismes peuvent produire des déplacements de plusieurs mètres en quelques secondes.

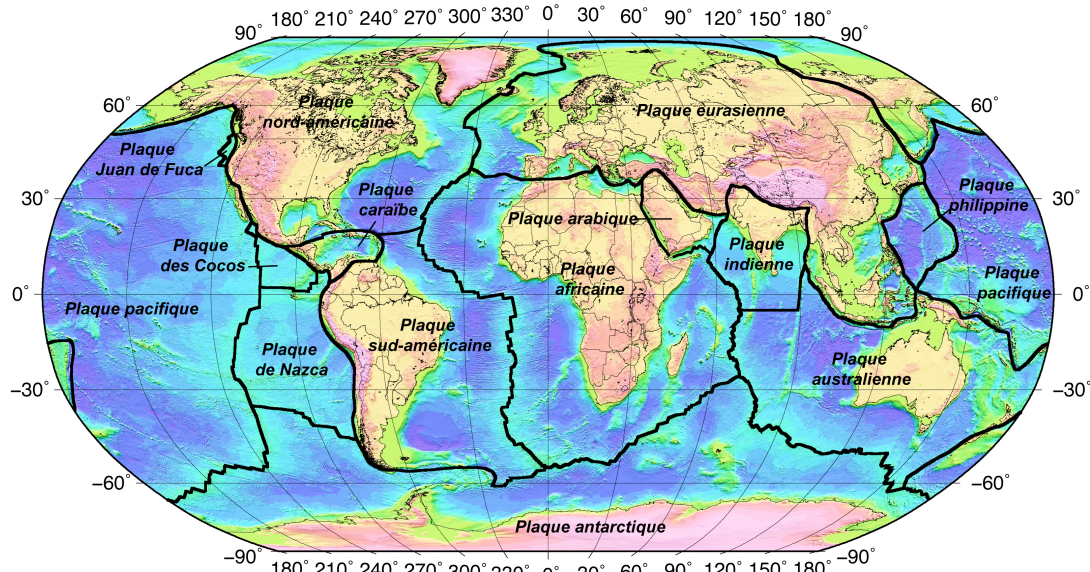


Figure 2 : Carte physique du monde avec les principales plaques lithosphériques.

1.1.1 Exemple de mesure de déformation en Islande

Le premier exemple illustre des déformations locales engendrées par des séismes. L'Islande est une région sujette à une sismicité importante et donc à des déformations co-sismiques et post-sismiques, par sa position à l'aplomb d'un point chaud et de la dorsale médio-atlantique, frontière entre les plaques nord-américaine et eurasiennne. De nombreuses stations GPS permanentes ou non sont installées à travers toute l'île, ce qui permet de surveiller les déformations sismiques et co-sismiques, comme pour les deux séismes (Figure 3) qui ont eu lieu dans la Zone Sismique Sud-Islandaise en juin 2000.

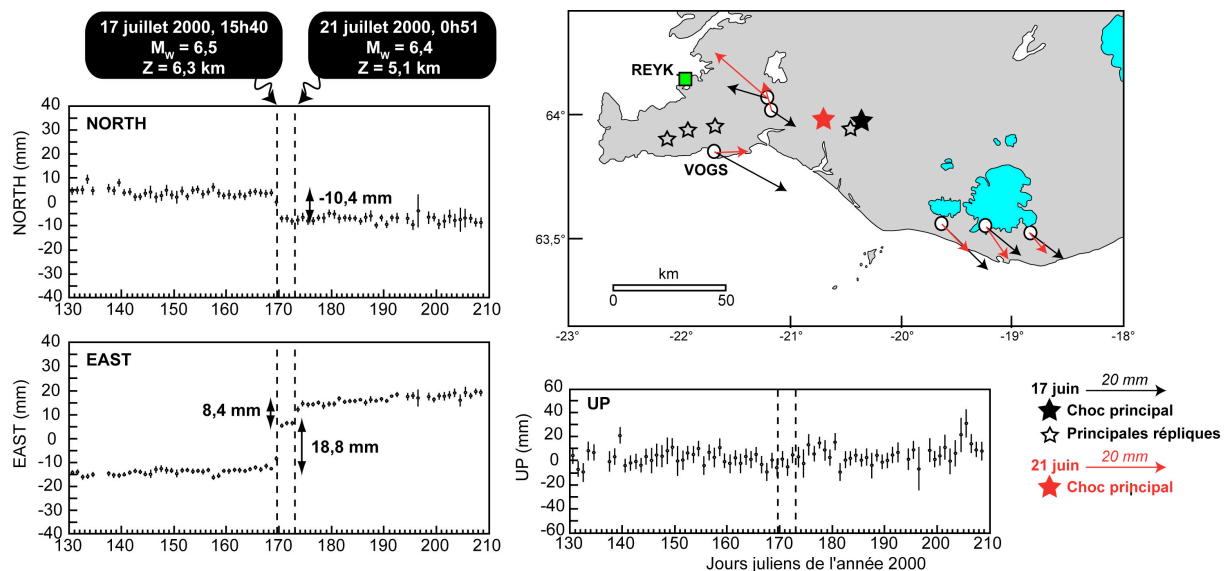


Figure 3 : Séries temporelles de la ligne de base VOGS-REYK couvrant la période des séismes de juin 2000 dans la South Iceland Seismic Zone (Islande) et carte des déplacements cosismiques observés.

(d'après Arnadóttir et al. 2001, modifié, et <http://hraun.vedur.is/ja/skyrslur/contgps/node21.html>, modifié).

Deux séismes majeurs de magnitude 6,5 et 6,4 se sont produits respectivement les 17 et 21 juin 2000, sur deux failles orientées NS. Deux sauts sont clairement visibles sur les composantes horizontales des séries temporelles GPS (Figure 3) et montrent des déplacements cosismiques qui atteignent au cumulé 27 mm pour la composante North et 10,5 mm pour la composante East (Arnadottir et al. 2001).

Des mesures ont également été entreprises autour du système volcanique Krafla au nord de l'île (Hofton et Foulger, 1996) pour étudier la déformation post-rifting suivant un événement majeur d'expansion crustale qui a débuté en 1975. Le champ de déplacement vertical montre un uplift régional à travers le réseau de stations GPS, avec un maximum d'uplift près du rift et une décroissance au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la zone de rifting.

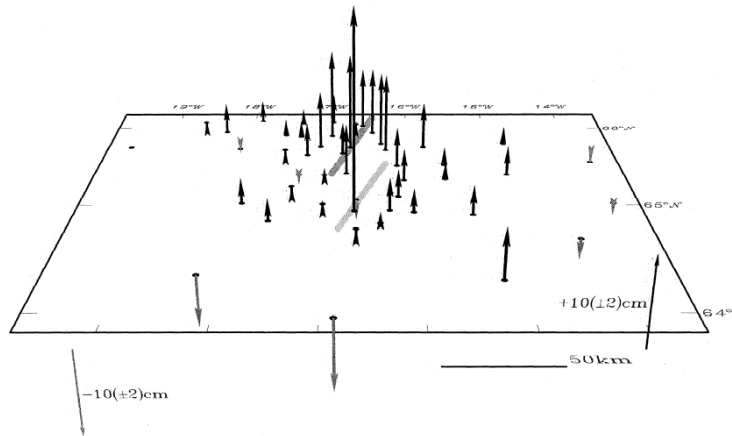


Figure 4 : Champ de déplacement vertical entre 1987 et 1992 dans la région du Krafla, Islande (Hofton et Foulger, 1996). Les systèmes volcaniques du Krafla (au nord) et de l'Askja (au sud) sont représentées par les lignes noire et grise, respectivement.

1.1.2 Exemple de mesure de déformation régionale en Mer Égée

Le second exemple est une étude plus régionale, à l'échelle d'un bloc. La région hellénique est située à la limite entre les plaques Nubie/Arabie et Eurasie. C'est l'une des zones les plus actives d'un point de vue sismo-tectonique en Europe, caractérisée par un champ de déplacement crustal complexe et une activité sismique importante (Kahle et al. 1998 ; Hollenstein et al. 2008). Depuis environ une quinzaine d'années, des mesures GPS continues (ou non) ont été utilisées pour déterminer le champ de contraintes et les déplacements dans cette région (Figure 5).

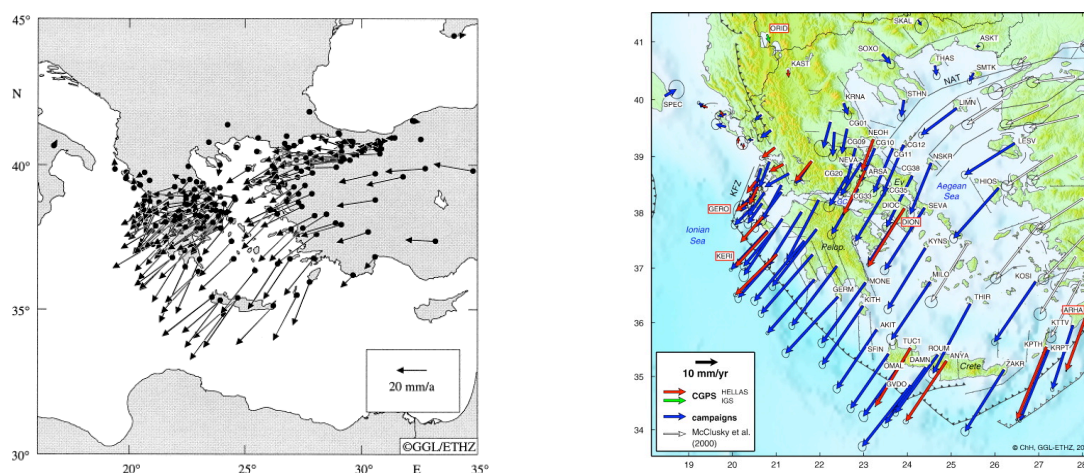


Figure 5 : à gauche : champ de vitesses horizontales GPS en Méditerranée orientale relativement à une Europe fixe (Kahle et al. 1998) ; à droite : champ de vitesses horizontales GPS dans la zone de la Mer Égée, relativement à une Europe fixe, pour la période 1993-2003 (Hollenstein et al. 2008).

Les champs de vitesses sont dominés par des déplacements WSW à SW dirigés par le mouvement antihoraire du bloc égéen, avec des taux de déplacement compris entre 20 et 26

mm/an dans sa partie nord-est et entre 30 et 36 mm/an dans sa partie sud-ouest (Hollenstein et al. 2008).

1.2 La sismicité de l'Europe

La partie occidentale de l'Europe, bien que faisant partie de la grande plaque eurasienne, possède plusieurs zones de fortes déformations, localisées sur des frontières de micro-plaques. On y observe une sismicité importante (Figure 6), principalement localisée dans ces zones : de la Mer Egée aux Dinarides en passant par les Balkans, l'Italie et les Alpes, les Pyrénées, les Bétiques. Mais on observe également une sismicité plus diffuse et d'intensité moins importante au sein du Massif Armoricain ainsi que dans la plaine du Saïs.

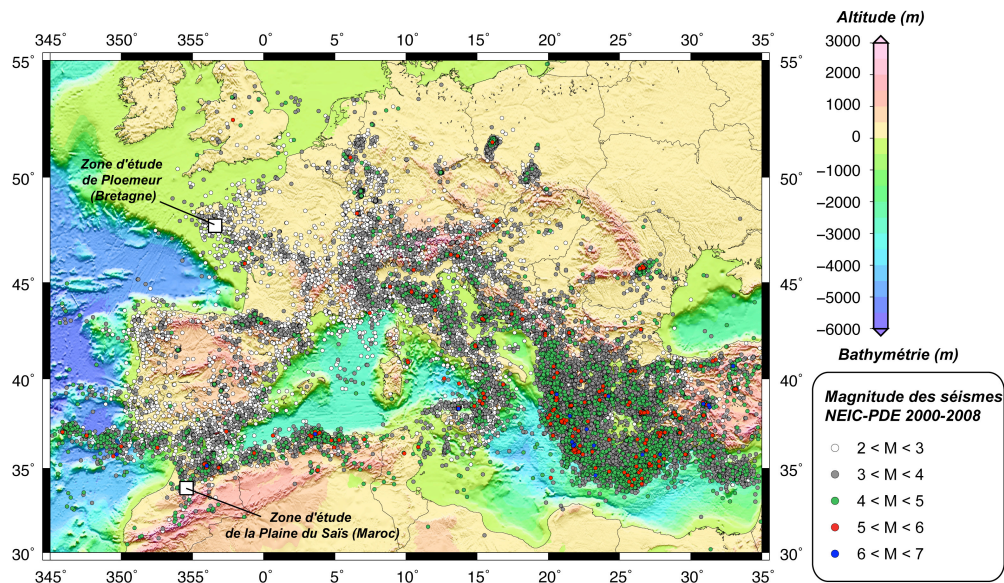


Figure 6 : Sismicité de l'Europe entre 2000 et 2008, d'après le catalogue USGS/NEIC PDE. Les deux carrés blancs situent nos deux zones d'études : la Bretagne Sud en France et la plaine du Saïs au Maroc.

1.3 La déformation intraplaque

Si la déformation à la surface de la Terre est principalement concentrée au niveau des frontières de plaques lithosphériques, il existe également des évidences d'une déformation tectonique en dehors des limites de plaques. Cette déformation intraplaque peut être à l'origine d'une sismicité non négligeable. Ainsi, certains grands séismes ont été produits dans des zones éloignées des limites de plaques, comme ceux de la côte est des Etats-Unis (New Madrid, 1811-1812, $M=8,0$; Charleston, 1886, $M=7,0$; Illinois, 10 juin 1987, $M=5,0$), ceux de la Chine orientale (Xingtai, 6 mars 1966, $M=7,3$; Haicheng, 4 février 1975, $M=7,3$; Tangshan, 27 juin 1976, $M=7,7$). Plus étonnants sont les séismes de magnitude 4 (voire parfois beaucoup plus) qui se produisent dans des zones intraplaques stables ou à faible taux de déformation, comme l'Australie (5 événements entre 1968 et 1983, de magnitudes comprises entre 5,6 et 6,8), en Afrique (en Guinée, 1983, $M=6,4$, et au Ghana, 1939, $M=6,5$), dans le nord du continent américain (Baie de Baffin, 3 événements entre 1970 et 1976, $M=4,5-5,4$) (Talwani et Rajendran, 1991), sans oublier l'Europe occidentale avec par exemple le séisme d'Hennebont, le 30 septembre 2002, de magnitude 4,3 (Mazabraud, 2004 ; Perrot et al. 2005). Tous ces séismes ont des profondeurs inférieures à 30 km, comprises entre 4 et 15 km pour la plupart d'entre eux. Ces événements ponctuels et localisés témoignent de l'existence d'une déformation intracontinentale, loin des frontières actives.

2. Le volcanisme

Le phénomène de volcanisme est fréquent à proximité des frontières de plaques car il est étroitement lié à la formation et à la destruction de la croûte terrestre. La remontée du magma s'effectue par les dorsales ou par les fissures de l'écorce qui peuvent se former dans les zones de convergence où siègent de fortes contraintes mécaniques. Bien que nos zones d'étude en Bretagne et au Maroc ne connaissent pas d'activité volcanique actuelle, nous décrivons rapidement dans ce paragraphe le volcanisme de point chaud, qui provoque des déformations à l'échelle régionale, et le volcanisme des édifices volcaniques, qui ont des effets beaucoup plus locaux.

2.1 Le volcanisme de point chaud

Le volcanisme de point chaud est un des phénomènes particuliers liés à la convection du manteau. Ces points chauds peuvent percer la lithosphère jusqu'à sa partie supérieure. Ils sont causés par des panaches de matériaux chauds qui remontent du manteau profond, conduisant à la création de volcans :

- océaniques, qui atteignent et dépassent parfois la surface océanique en formant des îles telles que Hawaii, la Réunion et l'île Maurice, les Maldives, les Galápagos, l'Islande occupant quant à elle une position particulière à l'aplomb de la dorsale médio-atlantique et d'un point chaud;
- continentaux, avec des épanchements considérables, comme les Trapps du Deccan, les Trapps du plateau de la Columbia (Nord-Ouest des USA), le parc de Yellowstone.

Ces points chauds sont à l'origine de bombements thermiques et de topographie dynamique créés par l'ascension de matériel mantellique. L'uplift maximum est situé à l'aplomb du point chaud, et produit une topographie en dôme. Des uplifts de 1 km avec des longueurs d'onde de plusieurs centaines de kilomètres ont été décrites (Sheth, 1999 ; Lundin et Doré, 2002).

2.2 Les phénomènes de gonflement/dégonflement et la volcano-isostasie

Les volcans sont susceptibles d'engendrer deux mécanismes différents de déformation et de déplacements verticaux de l'écorce terrestre :

- le gonflement/dégonflement de la surface du sol par la remontée lente du magma,
- et le phénomène de flexure dû à l'apport de masse qui constitue le volcan lui-même et ses coulées adjacentes.

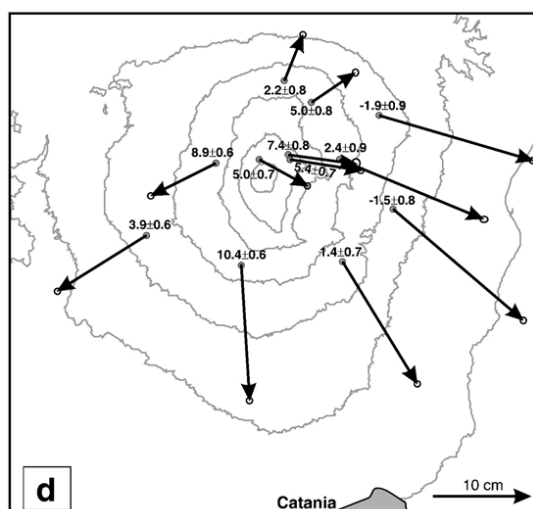


Figure 7 : Déplacements horizontaux (flèches) et verticaux (chiffres) du volcan Etna par mesures GPS pour la période 1993-2000 (Palano et al. 2008). On observe un uplift général de l'édifice volcanique, atteignant 10 cm pour les parties hautes du flanc sud. A noter que la base du flanc Est du volcan est en légère subsidence.

Dans l'île de Sao Miguel aux Açores, Sigmundsson et al. (1995) et Jonsson et al. (1999) ont observé, à partir de données GPS, des taux de déplacement vertical (uplift et subsidence

selon les stations considérées) de l'ordre de la dizaine de mm/an entre 1993 et 1997. L'analyse de données InSAR et GPS entre 1993 et 2000 sur l'Etna (Italie) révèle quant à elle des périodes d'uplift et de subsidence avec des déplacements verticaux pouvant atteindre la dizaine de cm (Figure 7)(Palano et al. 2008). Les auteurs ont pu relier ces déplacements aux périodes de gonflement lié à l'apport de magma dans la chambre et aux périodes de déflation générale liée à une activité très importante au sommet du volcan.

Pour ce qui est de la volcano-isostasie, c'est-à-dire l'effet de charge du volcan en lui-même et de ses coulées volcaniques adjacentes, le processus est analogue à celui-ci créé par la charge des glaces continentales. L'effet se produit à l'échelle des temps géologiques et son amplitude est faible, typiquement inférieure au millimètre par an.

3. Les effets de charge

La théorie de l'isostasie propose un maintien des différents compartiments de la lithosphère et l'asthénosphère dans un équilibre relatif suivant les variations de densité de leurs matériaux (Watts, 2001 ; Turcotte et Schubert, 2002). Il existe deux grands modèles de compensation isostatique : Pratt-Hayford (1909) et Airy-Heiskanen (1931) (Figure 8).

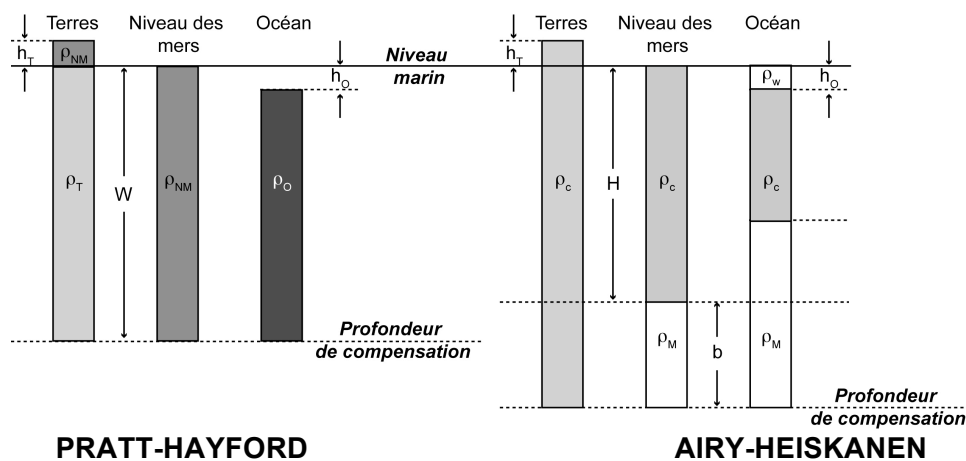


Figure 8 : Les modèles de compensation isostatique de Pratt-Hayford (à gauche) et Airy-Heiskanen (à droite). D'après Watts, 2001, modifié.

Dans le modèle de Pratt-Hayford, l'équilibre des pressions se fait à la profondeur W , appelée **profondeur de compensation**. Celle-ci est plus difficile à définir dans le modèle d'Airy-Heiskanen, mais on considère que c'est la profondeur de la base du prisme de croûte qui s'enfonce le plus profondément dans le manteau. La caractéristique du modèle de Pratt-Hayford est la variation de la masse volumique de chaque bloc alors que pour le modèle de Airy-Heiskanen c'est la variation de la profondeur de la racine crustale.

La formation ou la disparition d'une charge à la surface terrestre modifie cet équilibre et entraîne des réajustements en accord avec les variations de poids qui se traduira par un changement du champ de gravité et une déformation de la surface terrestre. Ces charges peuvent être volcaniques (décrites dans le paragraphe précédent), glaciaires (mise en place et retrait de calottes glaciaires), atmosphériques, sédimentaires ou hydrologiques (décrites plus loin).

3.1 Le rebond post-glaciaire Holocène

3.1.1 Fonctionnement de l'ajustement isostatique post-glaciaire

Le rebond post-glaciaire est aujourd'hui observé en Amérique du Nord et en Scandinavie. C'est une conséquence de la fonte des calottes glaciaires qui recouvraient ces régions il y a

environ 10000 ans. Durant un stade glaciaire, la calotte glaciaire augmente la charge verticale sur la lithosphère et entraîne une subsidence de la surface du sol. Dans le cas d'une masse faible et peu étendue, cette subsidence est contrôlée par l'élasticité de la lithosphère. Dans le cas d'une masse importante et étendue, il faut prendre en compte également la viscosité de l'asthénosphère. Durant la déglaciation, le retrait de la calotte glaciaire décharge la surface du sol et entraîne une surrection (uplift) avec un relâchement des contraintes, des jeux de failles et de la sismicité dans la zone anciennement chargée (Stewart 2000) (Figure 9).

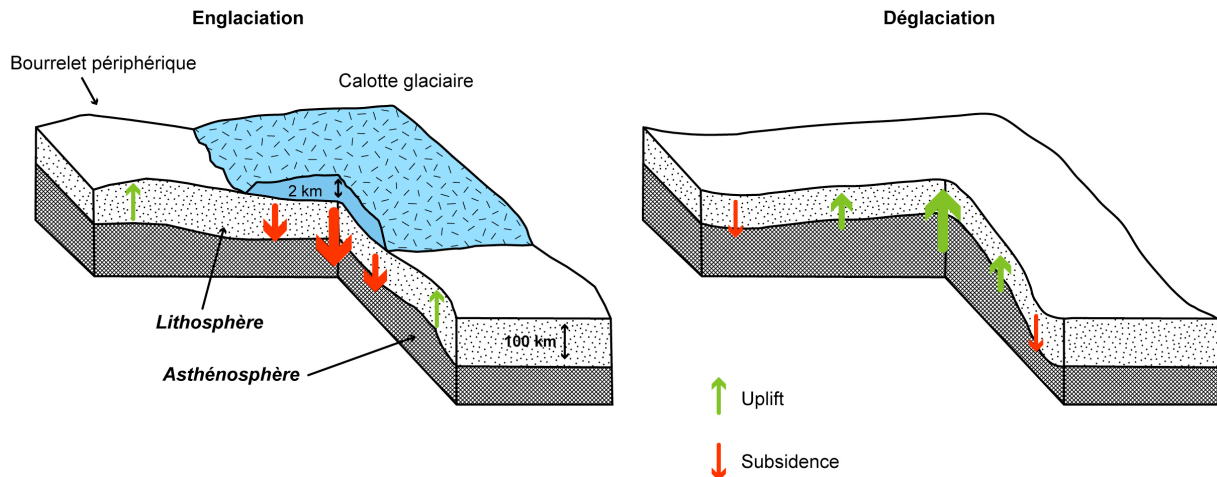


Figure 9 : Modèle simplifié des mouvements verticaux durant l'englaciation et la déglaciation d'une zone. D'après Stewart et al. (2000), modifié. Notez l'exagération verticale entre les épaisseurs de la lithosphère et de la calotte glaciaire.

3.1.2 Amplitudes de la déformation au sein des zones glaciaires

Des études géologiques de terrain permettent d'étudier le rebond suivant immédiatement la déglaciation et de déterminer des taux d'uplift. Les vitesses d'uplift atteignent 3,3 cm/an dans l'archipel du Spitzberg (Boulton 1979), 4,5 cm/an au sud de la Norvège (Anundsen 1985), 3,3 cm/an au Groenland (Björk 1994). Kjemperud (1986) a calculé des taux atteignant 4,5-5,8 cm/an dans le centre de la Norvège entre 10000 et 8500 ans BP. Ingolfsson et al. (1995) ont déterminé un taux d'uplift de 6,9 cm/an dans la zone de Reykjavik (Islande) pour la période 10300-9400 ans BP, avec une méthode combinant les déplacements de lignes de côtes et les variations eustatiques. Avec la même méthode, des études récentes en Islande ont permis de déterminer des taux d'uplift compris entre 5 et 10 cm/an pour la période 10000-8500 ans BP pour la côte sud-ouest (Biessy et al. 2008) et 2,1 à 9,2 cm/an, entre 10000 et 8150 ans BP à l'échelle de l'île (Le Breton et al., sous presse).

Grâce au GPS, des études géodésiques sont aujourd'hui entreprises pour déterminer le rebond post-glaciaire actuel dû à la fonte des calottes Pléistocène : de 1 à 9 mm/an entre la périphérie de la péninsule scandinave et le Golfe de Botnie (Tushingham et Peltier 1991 ; Peltier 1995 ; Fjeldskaar et al. 2000), entre 5 et 10 mm/an pour le projet BIFROST (Scherneck et al. 2001). Mais elles s'intéressent également aux mouvements verticaux engendrés par des pertes glaciaires actuelles : jusqu'à 24 mm/an au sud de l'Alaska (Larsen et al. 2004), entre 4 et 15 mm/an au sud du Vatnajökull, Islande, entre 1992 et 1999 (Sjöberg et al. 2004). Les déplacements verticaux induits par le rebond post-glaciaire Holocène seraient aujourd'hui inférieures ou de l'ordre du centimètre par an (Tushingham et Peltier, 1991 ; Peltier, 1995). Selon ces auteurs, les effets se manifestent au-delà des limites des calottes glaciaires et du gonflement périphérique. Nocquet et al (2005) ont montré que l'uplift en Scandinavie est entouré d'une zone en subsidence jusqu'au nord des Alpes avec un taux maximal de déformation verticale de 1,5 mm/an.

3.1.3 La déformation post-glaciaire Holocène en Bretagne et au Maroc

Le Massif Armoricain n'a pas été recouvert par les glaces mais a évolué en milieu périglaciaire. L'ajustement isostatique post-glaciaire doit donc s'y exprimer de manière différente que pour des régions recouvertes par les glaces, comme le Nord du Canada ou la Scandinavie. Plusieurs études ont été menées en Europe pour quantifier cet ajustement isostatique post-glaciaire (Peltier, 1995 ; Lambeck et al. 1998 ; Argus et al. 1999 ; Nocquet et al. 2005). D'après Nocquet et al. (2005), l'uplift est bien visible dans toute la Finno-Scandinavie, avec des taux d'uplift atteignant environ $10 \pm 1,5$ mm/an (Figure 10). Les sites au sud de la Finno-Scandinavie présentent une subsidence à des taux de 1-2 mm/an.

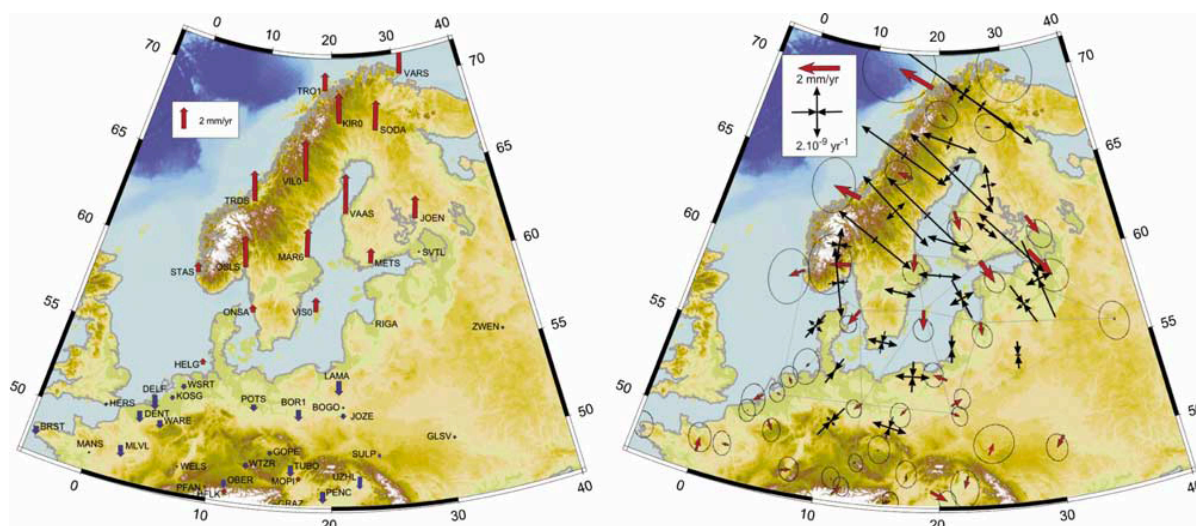


Figure 10 : Champ de vitesses dans le nord de l'Europe : vitesses verticales à gauche et vitesses horizontales à droite (Nocquet et al. 2005).

Afin de mieux contraindre la limite uplift-subsidence, les déplacements verticaux ont été représentés en Figure 11 selon un profil latitudinal. La transition uplift-subsidence se fait autour de $54,4^\circ\text{N}$, le maximum de subsidence atteint $1,2 \pm 0,3$ mm/an entre les latitudes $50,5^\circ\text{N}$ et 53°N . Plus au sud, les sites en France montrent des vitesses verticales proches de zéro.

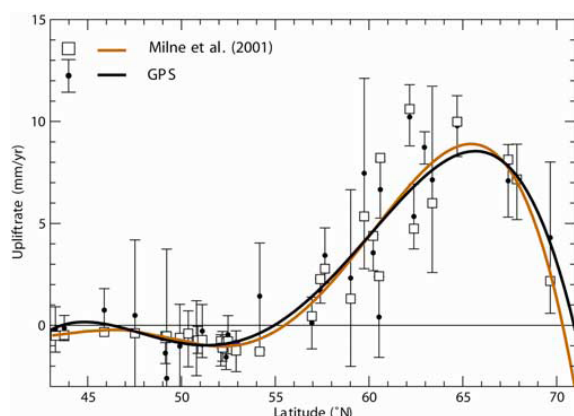


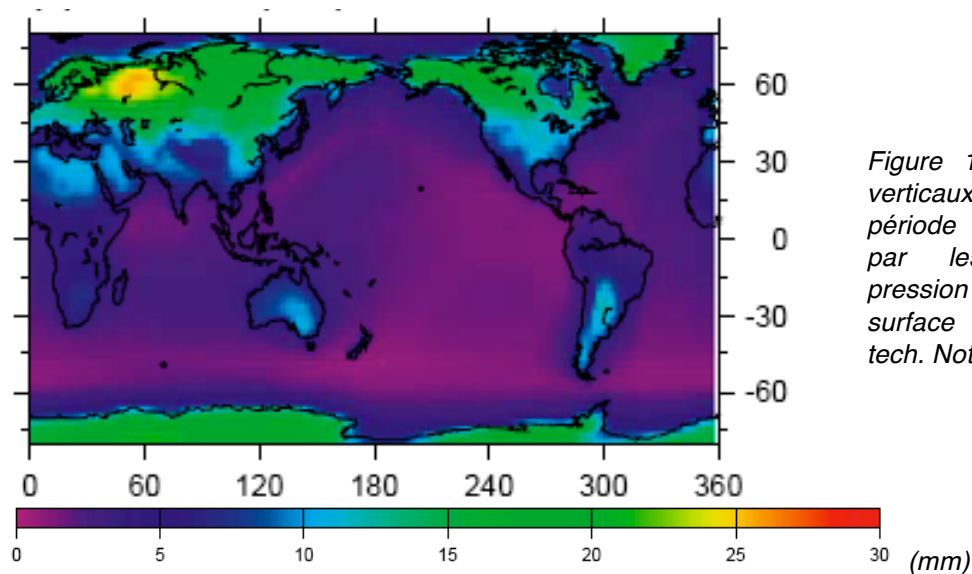
Figure 11 : Profil des vitesses verticales en fonction de la latitude (Nocquet et al. 2005). Les données GPS montrent un bon accord avec le modèle de Milne et al (2001) qui prend en compte l'histoire glaciaire régionale sur la Scandinavie. Les courbes sont des polynômes de degré 4.

D'autres zones périglaciaires aujourd'hui en subsidence ont été localisées, comme le Nord du continent américain avec l'ajustement isostatique post-glaciaire des Laurentides, détecté par marégraphes (Peltier, 1986 ; Davis et Mitrova, 1996) et par GPS (Park et al. 2002). La déformation d'origine post-glaciaire en France et plus particulièrement en Bretagne est donc de très faible amplitude, avec une subsidence très proche de zéro. Cette composante de la déformation ne sera pas prise en compte dans notre étude à cause de la faiblesse de

son amplitude et de sa longueur d'onde temporelle. Le Maroc n'a pas connu de glaciation récente, n'a pas évolué en milieu périglaciaire et se trouve très loin de la zone d'influence de l'ajustement isostatique post-glaciaire scandinave. On ne s'attend donc pas à observer des déformations post-glaciaires au Maroc.

3.2 La charge atmosphérique

Les variations de la distribution horizontale des masses atmosphériques peuvent induire des déformations de l'écorce terrestre (van Dam et Wahr 1987 ; van Dam et Wahr, 1998). L'interaction entre l'atmosphère et la Terre se fait à travers la pression atmosphérique à la surface et plus particulièrement aux grandes longueurs d'ondes, à travers l'attraction gravitationnelle des masses atmosphériques. Ces variations entraînent un déplacement de la surface terrestre principalement vertical et des variations gravimétriques. Les déplacements verticaux peuvent atteindre 15-20 mm (Figure 12) et sont accompagnés de perturbations gravitationnelles de 3-6 mgal. Ces perturbations sont plus importantes aux hautes latitudes et durant les mois d'hiver.



3.3 La sédimentation et l'érosion

L'érosion continentale produit un transfert de matière depuis les terres émergées vers les bassins continentaux ou océaniques. L'allègement des continents et l'alourdissement des bassins s'accompagnent de réajustements isostatiques. Dans les bassins, la subsidence peut varier de 0,5 m/Ma dans les plateformes à 1000 m/Ma dans les zones de subduction (Xie et Heller, 2009). Ces taux, ramenés à des échelles de temps humaines, sont très faibles (inférieurs à 1 mm/an). Cette composante de la déformation ne sera pas prise en compte dans notre étude compte tenu des faibles transferts de masses pendant de la durée de l'étude que ce soit en Bretagne ou au Maroc.

4. La surcharge océanique

4.1 Le phénomène de marée

Après un bref historique de l'étude du phénomène de marées (d'après Lefèvre, 2000), nous expliciterons les expressions de la force de marée et du potentiel de marée, afin de comprendre les différentes composantes de la marée. Cette introduction est indispensable à

la bonne compréhension du phénomène de surcharge océanique (engendré par les marées océaniques) qui commence à être largement étudié à travers le monde, et qui sera pris en compte dans nos deux études en Bretagne et au Maroc.

4.1.1 Historique

En 1687, Newton propose sa théorie de la gravitation dans son ouvrage *Philosophiae naturalis principia mathematica*. Dans son énoncé, deux astres perturbateurs sont à l'origine des marées : la Lune par sa proximité et le Soleil par sa masse importante. Ces deux astres exercent une force d'attraction sur les particules qui composent l'eau des océans. La force de marée est la différence entre cette force d'attraction sur les particules d'eau et la force que les deux astres exercent sur le centre de la Terre. Newton parvient à exprimer cette force pour toutes les particules d'eau océaniques en fonction de leur position par rapport à la Lune et au Soleil, grâce à un système à trois corps Terre-Soleil-Lune. Finalement, Newton fait le lien entre la force de marée et les variations du niveau des océans grâce au développement de la **théorie statique des marées**. Cette théorie s'avérera incomplète pour expliquer correctement le phénomène. La rapidité des astres et l'inertie des masses d'eau déplacées ne sont pas pris en compte.

En 1775, le mathématicien français Laplace propose une explication correcte du phénomène dans son traité *La Mécanique Céleste* et sa **théorie dynamique des marées**. Dans son énoncé, la réponse des océans à l'excitation de la force de marée prend la forme d'ondes qui se propagent sur toute la surface océanique. Les formules développées par Laplace donneront lieu aux premières prédictions de marées.

4.1.2 Expression de la force génératrice

D'après les lois de la mécanique newtonienne, une particule P_1 de masse m_1 exerce sur une particule P_2 de masse m_2 une force d'attraction :

$$\overrightarrow{F_{1 \rightarrow 2}} = -Gm_1m_2 \frac{\overrightarrow{P_1P_2}}{P_1P_2^3}$$

avec $G = g \frac{R_T^2}{M_T} = 6,667.10^{-24} s^{-2}$ la constante de la gravitation universelle, g la constante de gravitation terrestre, R_T le rayon terrestre et M_T la masse de la Terre. On peut écrire le module de l'attraction exercée par un astre A de masse M_A sur une particule P de masse m située à la surface de la Terre à une distance R de l'astre :

$$f_P = \|\overrightarrow{f_P}\| = G \frac{mM_A}{R^2} = mg \frac{M_A}{M_T} \frac{R_T^2}{R^2}$$

ainsi que le module de l'attraction exercée par ce même astre sur la même particule situé cette fois au centre O de la Terre (Figure 13) :

$$f_O = \|\overrightarrow{f_O}\| = G \frac{mM_A}{r^2} = mg \frac{M_A}{M_T} \frac{R_T^2}{r^2}$$

avec r la distance entre le centre de la Terre et l'astre. La force génératrice de marée est la différence vectorielle entre $\overrightarrow{f_P}$ et $\overrightarrow{f_O}$.

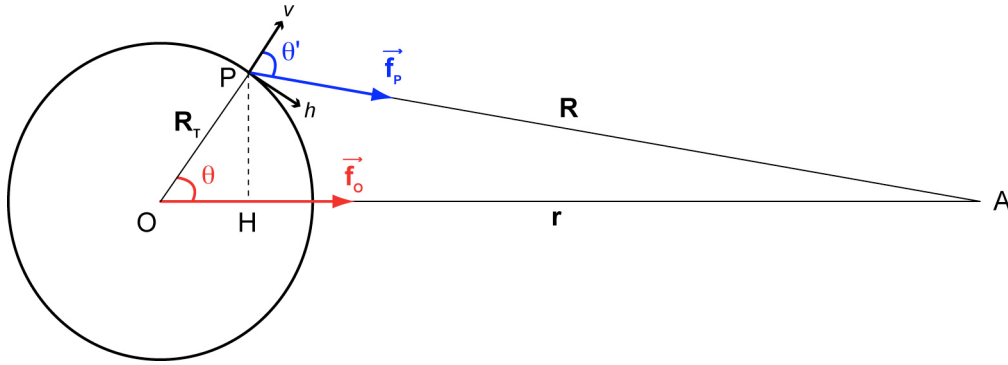


Figure 13 : Directions des attractions des forces gravitationnelles d'un astre A sur une particule terrestre (à la surface ou au centre de la Terre) pour la définition de la force génératrice de marée. θ est la distance zénithale géocentrique de l'astre.

Dans le système (Pvh), les composantes de la force génératrice de marée peuvent s'écrire en fonction de la distance zénithale géocentrique de l'astre θ^1 :

$$\begin{cases} f_{gh} = \frac{3}{2} mg \frac{M_A}{M_T} \frac{R_T^3}{r^3} \sin(2\theta) \\ f_{gv} = 3mg \frac{M_A}{M_T} \frac{R_T^3}{r^3} \left(\cos^2(\theta) - \frac{1}{3} \right) \end{cases}$$

Nous pouvons par la suite calculer le module de la force génératrice :

$$\|\vec{f}_g\| = \sqrt{f_{gh}^2 + f_{gv}^2} = mg \frac{M_A}{M_T} \frac{R_T^3}{r^3} \sqrt{3\cos^2(\theta) + 1}$$

	Lune	Soleil
r (rayon)	384 400 km	149 600 00 km
$\frac{M_A}{M_T}$	0,0123	332 946
$\frac{M_A}{M_T} \frac{R_T^3}{r^3}$	$5,6 \cdot 10^{-8}$	$2,6 \cdot 10^{-8}$

Tableau 1 : Caractéristiques de la Lune et du Soleil et calcul du coefficient $\frac{M_A}{M_T} \frac{R_T^3}{r^3}$.

On remarque que l'effet de la Lune est environ 2,1 plus grand celui du Soleil, bien que sa masse soit largement inférieure à celle du Soleil (Tableau 1), mais elle est bien plus proche de la Terre. De plus, le module de la force génératrice de marée n'est jamais nul, puisque $1 \leq 3\cos^2(\theta) + 1 \leq 4$.

4.1.3 Expression du potentiel de marée

Une force dérive d'un potentiel si l'on peut écrire :

$$\vec{F} = \vec{\nabla}\Omega$$

¹ Le détail des calculs relatifs à la partie surcharge océanique se trouve en annexe 1.

avec $\vec{\nabla}$ l'opérateur gradient et Ω une fonction scalaire appelée potentiel. Le potentiel, défini à une constante près, représente le travail effectué par une force pour déplacer une particule de masse unitaire d'un point vers un autre, indépendamment du chemin suivi. Le potentiel de marée peut s'écrire après calcul, à une constante près :

$$\Omega = \frac{3}{2} mg \frac{M_A}{M_T} \frac{R_T^4}{r^3} \left(\cos^2(\theta) - \frac{1}{3} \right)$$

On peut écrire le potentiel générateur en fonction des coordonnées horaires de l'astre perturbateur, δ sa déclinaison et AH son angle horaire, et en fonction de ϕ la latitude de la particule considérée (Figure 14). Ce potentiel peut s'écrire :

$$\Omega = \frac{3}{4} mg \frac{M_A}{M_T} \frac{R_T^4}{r^3} \left[\begin{aligned} &\cos^2(\phi) \cos^2(\delta) \cos(2AH) \\ &+ \sin(2\phi) \sin(2\delta) \cos(AH) \\ &+ \frac{1}{3} (3 \sin^2(\phi) - 1) (3 \sin^2(\delta) - 1) \end{aligned} \right]$$

(modifié d'après Lefèvre, 2000 et Revault d'Allonnes, 2005).

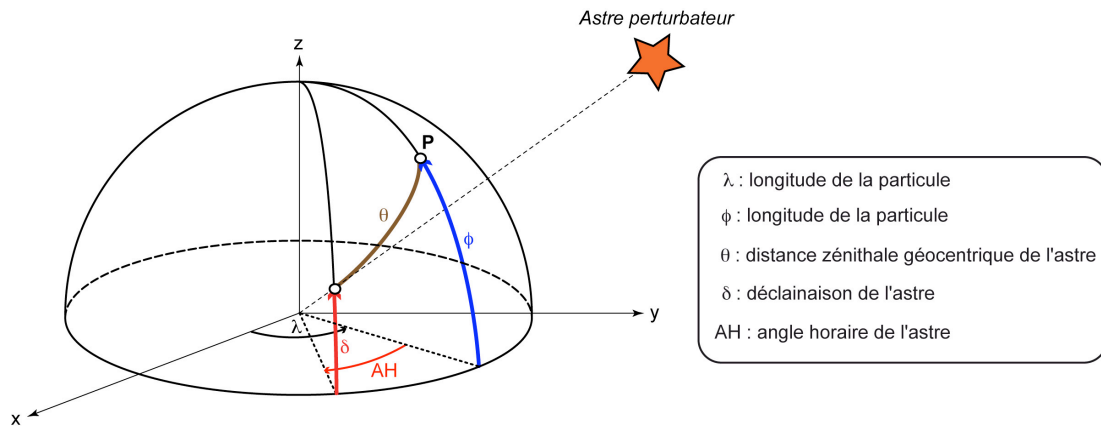


Figure 14 : Coordonnées horaires de l'astre perturbateur.

Le premier terme dépend de $2AH$: il représente donc la composante de marée semi-diurne, avec un maximum toutes les 12h pour le Soleil et toutes les 12h25 pour la Lune. Ce terme est minimum et maximum sur deux méridiens à l'est opposés de 90° et leurs complémentaires respectifs à l'ouest. Sur un même méridien, son signe reste constant. On parle de répartition **sectorielle** (Figure 15). Le deuxième terme dépend de AH : il représente donc la composante de marée diurne, avec un maximum toutes les 24h pour le Soleil et toutes les 24h50 pour la Lune. Il n'est qu'une fois minimum et maximum sur un méridien à l'est et sur son complémentaire à l'ouest. Son signe dépend de la position de l'astre. On parle de répartition **tesseraie** (Figure 15). Enfin, le troisième terme ne dépend pas de l'angle horaire de l'astre considéré. Les périodicités des variations de déclinaison sont d'une année pour le Soleil et de 28 jours environ pour la Lune. Mais comme $\cos^2(\delta) = \frac{1 + \cos(2\delta)}{2}$, ce terme provoque des variations du potentiel de marée sur des périodes de 6 mois pour le Soleil et de 14 jours environ pour la Lune. Ce terme est dit longue période à répartition **zonale** (Figure 15).

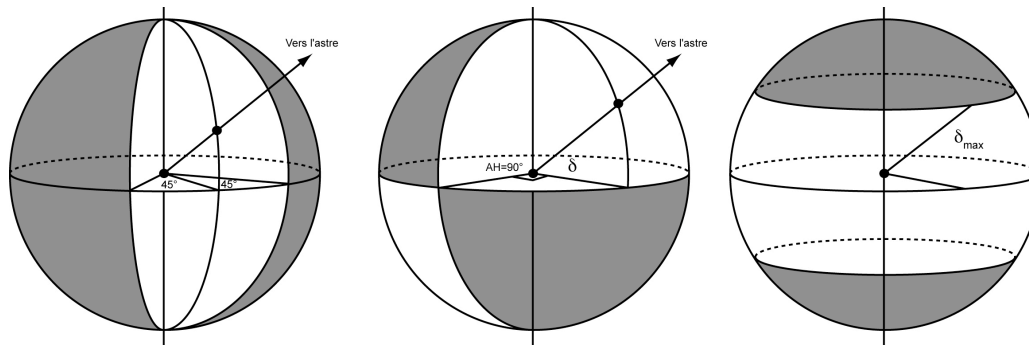


Figure 15 : Contributions sectorielle (à gauche), tessérale (au milieu) et zonale (à droite) au potentiel générateur de marée.

4.1.4 Le développement harmonique

La décomposition du potentiel de marée que nous venons de présenter est dite **en espèce**, elle reste assez approximative car l'amplitude du potentiel et la déclinaison des astres varient dans le temps. Rigoureusement, on peut approcher les propriétés du potentiel en en faisant une décomposition **harmonique**, sous la forme de fonctions trigonométriques monochromatiques, d'amplitudes, de périodes et de phases constantes dans le temps. C'est A.T. Doodson qui proposa en 1921 le premier développement véritablement harmonique du potentiel générateur, dont on décrit dans le Tableau 2 quelques-unes des nombreuses composantes.

	Origine astronomique	Période (h)	Amplitude	Nom
Tiers-diurnes	<i>Lunaire principale tiers-diurne</i>	8,820	-0,013	M ₃
Semi-diurnes	<i>Lunaire déclinaisonnelle</i>	11,967	0,087	K ₂
	<i>Solaire principale semi-diurne</i>	12,000	0,466	S ₂
	<i>Lunaire principale semi-diurne</i>	12,421	1,000	M ₂
	<i>Lunaire elliptique majeure de M₂</i>	12,658	0,191	N ₂
	<i>Solaire déclinaisonnelle</i>	23,934	-0,185	s _{K1}
Diurnes	<i>Lunaire déclinaisonnelle</i>	23,934	-0,399	m _{K1}
	<i>Solaire elliptique de s_{K1}</i>	24,000	-0,005	S ₁
	<i>Solaire diurne principale</i>	24,066	0,193	P ₁
	<i>Lunaire diurne principale</i>	25,819	0,415	O ₁
	<i>Lunaire elliptique majeure</i>	26,868	0,079	Q ₁
	<i>Lunaire déclinaisonnelle (13,661 j)</i>	327,859	0,172	M _t
Long-terme	<i>Lunaire elliptique (27,555 j)</i>	661,309	0,091	M _m
	<i>Solaire déclinaisonnelle (0,5 an)</i>	4382,921	0,080	Ss _s
	<i>Solaire elliptique (1 an)</i>	8766,163	0,013	S _s
	<i>Constante solaire</i>	∞	0,258	S _D
	<i>Constante lunaire</i>	∞	0,556	M _D

Tableau 2 : Quelques-unes des composantes harmoniques de la marée océanique (d'après Revault d'Allones, 2005). L'amplitude de l'onde M2 est supposée à 1, les amplitudes des autres composantes harmoniques sont calculées relativement à cette amplitude unitaire.

Sur le site <http://bowie.gsfc.nasa.gov/hw95/data/doodsehw.dat>, on trouve le tableau complet des 378 composantes du développement de Doodson normalisé par H.G. Wenzel en 1995.

4.2 Le phénomène de surcharge océanique

Le forçage hydrodynamique, sous la forme de variations du niveau de l'eau des océans et donc des masses d'eaux océaniques, provoque une réponse quasi-linéaire de la Terre qui

ploie au rythme périodique des marées. Ce processus de déformation est appelé **surcharge océanique**. Les signaux de surcharge dynamique et gravimétrique reposent sur le même support fréquentiel que le forçage hydrodynamique. La surcharge océanique comprend les effets géométriques et dynamiques qui résultent de l'action du poids des masses d'eau océaniques sur la croûte terrestre (Llubes et al, 2001) :

- d'un point de vue géométrique, la surcharge désigne le phénomène de déplacement d'un point de la surface terrestre sous l'action du poids des masses océaniques ;
- d'un point de vue dynamique, la surcharge désigne la variation de pesanteur provoquée par les déplacements des masses océaniques et comprend un terme d'attraction directe des masses et un terme associé à la redistribution des masses terrestres qui fait suite à la déformation géométrique.

La flexure de la croûte peut atteindre plusieurs centimètres de déplacement vertical, au moins dans les régions côtières sujettes à de fortes marées. Cette déformation se propage à l'intérieur des continents en s'amortissant petit à petit mais reste mesurable, au moins sur un plan gravimétrique (Llubes et al. 2001). De nombreuses études ont été menées à travers le monde pour caractériser et modéliser cette surcharge océanique, grâce à diverses méthodes comme le GPS, la gravimétrie ou l'altimétrie spatiale (Tableau 3).

Ces études ont été réalisées dans des régions soumises à de fortes amplitudes de marées (Figure 16), comme l'Alaska, la Norvège, la Corée, Hong Kong et Taiwan. Les amplitudes de déformation peuvent atteindre plusieurs centimètres sur la composante verticale et dépassent le centimètre dans le plan horizontal. Elles entraînent également des variations de pesanteur qui peuvent atteindre la dizaine de μGal .

Zone d'étude	Déformation verticale	Déformation horizontale	Méthode utilisée	Référence
Alaska <i>Fairbanks – Cape Hinchinbrook</i>	2 cm	0,5 cm	GPS	<i>Khan et Sherneck, 2003</i>
Norvège <i>Côte nord entre Bodø et Honningsvåg</i>	4,7-9,5 μGal	*	Gravimétrie	<i>Lysaker et al, 2007</i>
Corée <i>Région côtière sud</i>	3-25 mm	*	GPS	<i>Yun et al, 2007</i>
Taiwan	1,3-2,7 cm	*	GPS	<i>Yeh et al, 2008</i>
	3-16 μGal	*	Gravimétrie	
Hong Kong	jusqu'à 3,5 cm	jusqu'à 1,3 cm	GPS	<i>Yuan et al, 2009</i>
Bretagne - Grand Ouest - FRANCE				
<i>Brest</i>	jusqu'à 30 μGal		Gravimétrie	<i>Llubes et al, 2001</i>
<i>Le Diben</i>	12 cm	2-3 cm	GPS	<i>Melachroinos et al, 2007</i>
<i>St Malo</i>	9 cm	2-3 cm		
<i>Cherbourg</i>	6 cm	2-4 cm		
<i>Cherbourg</i>	12 μGal	*	Gravimétrie	<i>Llubes et al, 2008</i>
<i>Brest</i>	10 cm	jusqu'à 2 cm	GPS	
<i>Cherbourg</i>	jusqu'à 7 cm	jusqu'à 2 cm	GPS	<i>Vergnolle et al, 2008</i>

Tableau 3 : Ordres de grandeur des déformations de surcharge océanique observées à travers le monde par différentes techniques, en terme de variations gravimétriques et de déplacements verticaux, parmi les études les plus récentes.

4.3 Les modèles de surcharge

Des nombreux modèles de surcharge ont été développés afin de connaître les déplacements engendrés par la surcharge océanique. La plupart de ces modèles globaux sont calculés à l'aide des équations de marées de Laplace. Pour chaque composante harmonique de la marée, des cartes globales des amplitudes et des phases sont calculées. Ces solutions hydrodynamiques ne représentent pas parfaitement les vraies marées : les solutions sont

ajustées pour corrélérer avec les observations. Les modèles les plus récents prennent en compte des données marégraphiques et des données altimétriques satellitaires (le plus souvent TOPEX/POSEIDON²) pour améliorer la précision. Chaque modèle est accessible à la communauté scientifique comme un jeu de valeurs d'amplitudes et de phases réparties selon des grilles globales discrètes et régulièrement espacées (Penna et al, 2008). Nous en présentons quelques-uns.

Le modèle de Schwiderski (1980) est le premier exemple de modèle de surcharge à prendre en compte des données marégraphiques. Le modèle **NAO.99b** (Matsumoto et al. 2000) est un modèle hydrodynamique similaire à celui de Schwiderski mais il prend en compte les données TOPEX/POSEIDON. Il est calculé sur une grille de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. Par conséquent, le décalage avec la côte peut atteindre 25 km.

Le modèle **FES94.1** (Le Provost et al. 1994) est un modèle purement hydrodynamique construit pour ajuster les données marégraphiques de manière globale. Ce modèle était calculé sur une grille d'éléments finis avec une très bonne résolution près des côtes mais a été transformé en une grille régulière de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. Il a été remplacé par le modèle **FES99** (Lefèvre et al. 2002) qui est calculé sur une grille de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ et qui assimile les données marégraphiques et les données de TOPEX/POSEIDON. La version la plus récente de FES est le modèle **FES2004** (Lyard et al. 2006) qui présente un très bon ajustement avec les côtes et qui est calculé sur une grille de $0,125^\circ \times 0,125^\circ$ (Figure 16).

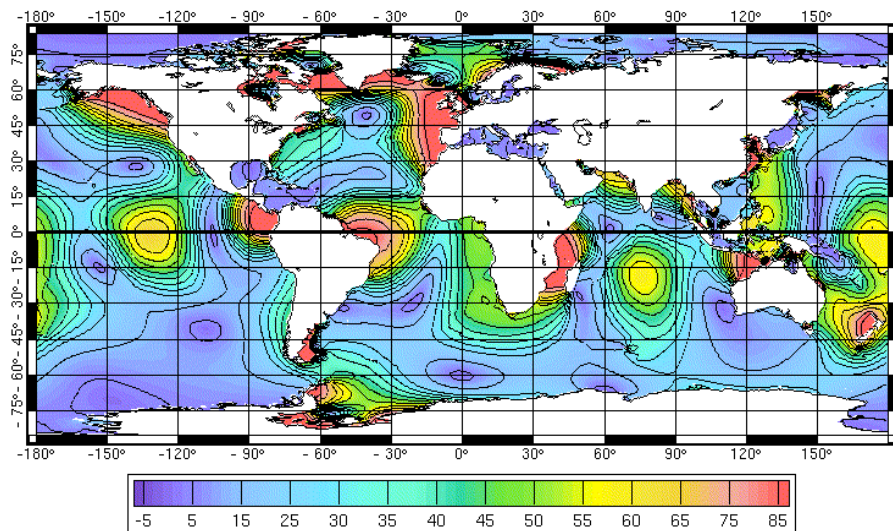


Figure 16 : Carte mondiale de l'amplitude de l'onde M2 d'après le modèle FES2004 (en mm).

<http://www.legos.obs->

mip.fr/fr/share/soa/cgi/getarc/v0.0/index.pl.cgi?contexte=SOA&donnees=maree&produit=modele_fes

Le modèle **GOT00.2** (Ray, 1999) a été développé par l'ajustement du modèle FES94.1 en utilisant les données satellitaires altimétriques TOPEX/POSEIDON et ERS³. Il est calculé sur une grille de $0,5^\circ$ mais prend en compte des modèles locaux (Mer Méditerranée, Mer Rouge, Golfe Persique, etc). Le modèle **TPXO.6.2** (Egbert et Erofeeva, 2002) est un modèle dans

² La mission TOPEX/POSEIDON a été lancée en 1992, s'est arrêté début 2006 et avait pour objectif d'étudier les circulations océaniques à grande échelle, modéliser les marées, améliorer l'étude du géoïde, calculer les tendances de la variation du niveau moyen des mers et améliorer les connaissances des transports de chaleur dans l'océan. Les instruments embarqués étaient des altimètres (NRA-Topex et SSALT-Poséidon), un radiomètre (TMR), un rétroreflecteur laser (LRA), un récepteur bi-fréquence Doppler (DORIS) et un récepteur de démonstration GPS (GPSDR).

³ Les satellites ERS (European Remote Sensing) ont pour mission d'observer et d'étudier l'atmosphère terrestre et les océans en utilisant des techniques radar. A leurs bords, on trouve des radars SAR (Radar à Synthèse d'Ouverture), un diffusiomètre, un radar altimètre, un radiomètre, un sondeur micro-ondes et un rétroreflecteur laser.

lequel les données marégraphiques (pour l'Océan Arctique et autour de l'Antarctique) et altimétriques TOPEX/POSEIDON sont incorporées selon la procédure décrite par Egbert et al. (1994). Il est calculé sur une grille de 0,25°.

Dans le cadre de cette étude, nous utiliserons, dans nos traitements GPS, le modèle FES2004, qui présente la grille la plus serrée et le meilleur ajustement avec les côtes. De plus, c'est le modèle le plus couramment utilisé dans les études de déformation où la surcharge océanique doit être modélisée.

4.4 Du modèle de surcharge à la déformation

Si l'on connaît précisément la marée océanique en tout point de chaque océan de la Terre, et que l'on connaît un modèle de Terre, on peut alors calculer théoriquement les déplacements engendrés par la surcharge océanique. Les modèles précédemment cités fournissent l'amplitude et la phase de la marée sur des grilles régulières couvrant la totalité de la surface océanique. Ces grilles de marée océanique constituent une discrétisation de la hauteur d'eau, avec pour chaque élément une valeur en amplitude et en phase. On peut alors calculer, sur la totalité du domaine océanique, la convolution entre la charge en chaque maille et une fonction de Green spécifique, qui est une combinaison linéaire de nombres de Love de charge. Ces derniers décrivent la réponse d'un modèle de Terre à cette charge donnée. On peut trouver une description complète de la méthode dans Farrell (1972) et Pagiatakis (1990). Les fonctions de Green peuvent être calculées à partir des relations linéaires suivantes :

- pour le déplacement vertical : $u(\alpha) = \frac{R_T}{M_T} \sum_{n=0}^{\infty} h'_n P_n(\cos(\alpha))$
- pour la déplacement horizontal : $v(\alpha) = \frac{R_T}{M_T} \sum_{n=1}^{\infty} l'_n \frac{\partial P_n(\cos(\alpha))}{\partial \alpha}$
- pour l'effet gravifique : $\gamma(\alpha) = \frac{R_T}{M_T} \sum_{n=0}^{\infty} (n + 2h'_n - (n+1)k'_n) P_n(\cos(\alpha))$

avec P_n le polynôme de Legendre de degré n , α la distance angulaire entre la charge et le point d'observation, et h'_n , l'_n et k'_n les nombres de Love de charge. Le calcul de l'effet de surcharge se fait par la convolution entre ces fonctions de Green et la grille de marée océanique :

$$L(\phi, \lambda) = \iint_{ocean} G(\alpha) h(\phi', \lambda') \sin(\phi') d\phi' d\lambda'$$

avec L l'effet de surcharge océanique (horizontal, vertical ou gravifique), G la fonction de Green correspondante, (ϕ, λ) la position géographique (co-latitude et longitude) du point d'observation, (ϕ', λ') la position du point de charge où l'on observe une hauteur d'eau h .

4.5 La surcharge océanique en Bretagne

La Bretagne subit des marées hautement énergétiques avec des variations de hauteur d'eau qui peuvent atteindre 14 à 15 m dans la Baie du Mont Saint Michel durant les équinoxes. Les quatre principales composantes semi-diurnes M_2 , S_2 , N_2 et K_2 fournissent la contribution la plus significative du signal de marée et provoquent des déplacements de plusieurs centimètres de la croûte le long des côtes (Melachroinos et al. 2007). De plus, en raison des faibles variations bathymétriques, les marées littorales sont amplifiées près des zones côtières (Vergnolle et al. 2008).

La Bretagne est l'un des rares endroits au monde où les marées océaniques provoquent des déplacements dus à la charge océanique entre 5 et 16 cm (de pic à pic) sur la composante verticale et entre 2 et 5 cm sur les composantes horizontales (Vey et al. 2002 ; Melachroinos

et al. 2007 ; Vergnolle et al. 2008), avec des variabilités géographiques très marquées. On observe très bien sur des séries temporelles GPS la décroissance des déplacements verticaux sur trois stations des côtes de la Manche, au fur et à mesure que l'on rentre dans le canal : 12 cm pic à pic pour Le Diben, 9 cm pour St Malo, et 6 cm pour Cherbourg (Melachroinos et al. 2007) (Figure 17).

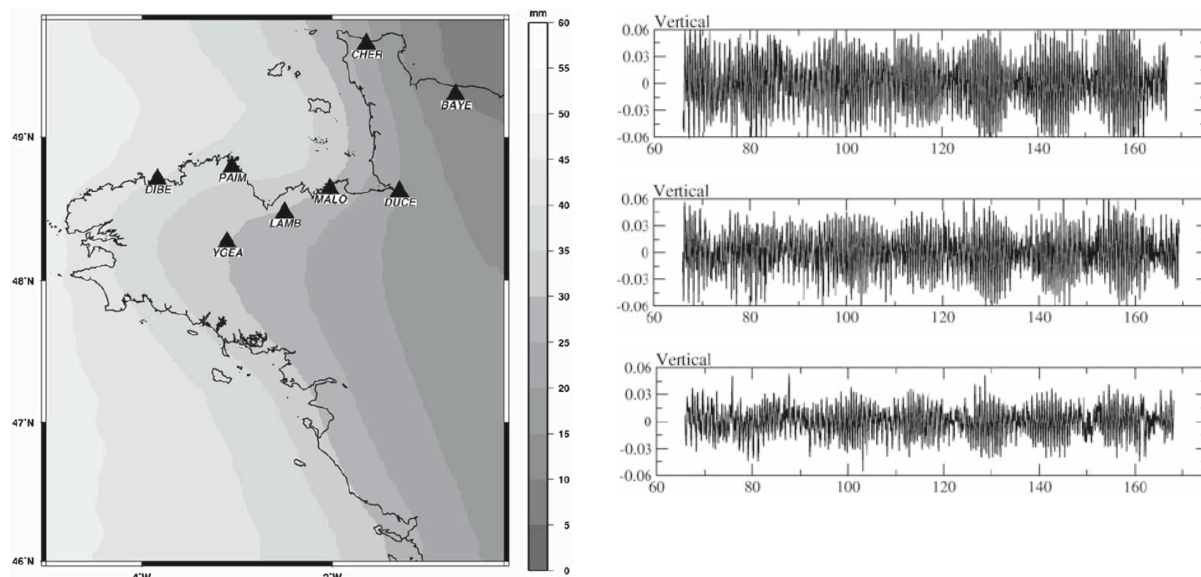


Figure 17 : à gauche, mouvements verticaux dus à la surcharge océanique prédits par le modèle de marée FES2004 ; à droite, mouvements verticaux dus à la surcharge océanique mesurés par GPS pour les stations DIBE (Le Diben), MALO (St Malo) et CHER (Cherbourg). Les unités sont le mètre pour l'axe vertical et le jour de l'année pour l'axe horizontal (Melachroinos et al, 2007).

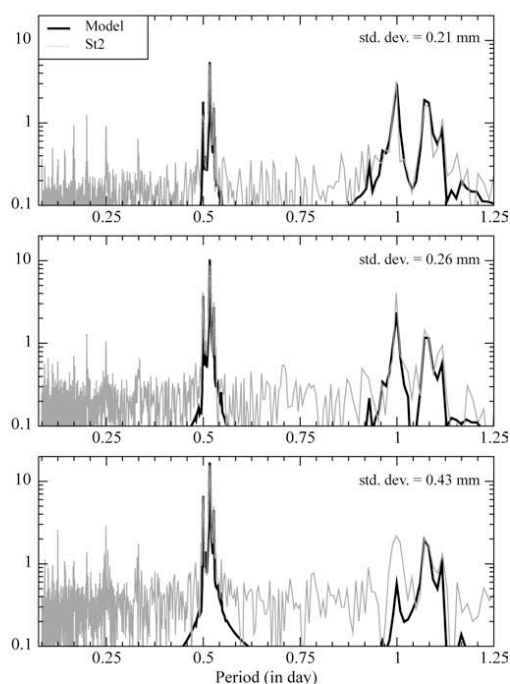


Figure 18 : Spectres d'amplitudes en millimètres des séries temporelles mesurée (gris) de la station CHER (composantes North, East et Up) et prédite par le modèle FES2004 (noir) (Vergnolle et al. 2008).

Des analyses spectrales permettent de déterminer les influences des différentes composantes harmoniques de la surcharge océanique. Malgré le niveau de bruit, on retrouve très bien les composantes principales diurnes et semi-diurnes, ainsi que les composantes tiers-diurnes (Figure 18). Cependant il est difficile de séparer les différentes composantes

très proches en période, comme la K_2 (11,967 h) et la S_2 (12 h) d'une part, et la P_1 (24,066 h) et la K_1 (24 h) d'autre part (Vergnolle et al. 2008).

Ces études de surcharge océanique par GPS en Bretagne se font à une échelle régionale avec des calculs réseaux grande échelle, prenant en compte des stations IGS européennes. Dans le cadre de notre étude, nous serons amenés à étudier le comportement du modèle de surcharge FES2004, dans un calcul GPS très local, avec une très courte ligne de base et dans un calcul différentiel. Nous tenterons de voir si, en utilisant un modèle de surcharge dans le calcul GPS dans des calculs très locaux, il reste un signal de déformation lié à la surcharge dans les séries temporelles calculées.

4.6 La surcharge océanique au Maroc

La surcharge océanique au Maroc est encore un domaine très peu exploré. A notre connaissance, aucune étude n'a été menée pour quantifier la déformation liée au phénomène de surcharge océanique au Maroc. Cependant, nous pouvons observer sur la carte mondiale de l'amplitude de l'onde M_2 (Figure 16) que le Maroc, tout comme la Bretagne d'ailleurs, se trouve dans une zone hautement énergétique.

Bien que notre zone d'étude soit située relativement loin de la côte, à environ 130 km, il sera intéressant d'étudier et de quantifier ce signal de surcharge océanique, ce qui constituerait une première ébauche au Maroc et ce qui nous permettrait de savoir si un éventuel signal de surcharge océanique peut être présent dans nos séries temporelles GPS.

5. Les marées terrestres

La théorie des marées terrestres a été établie pour la première fois en 1905 par A.E.H. Love. Pendant longtemps, la Terre était considérée comme indéformable. Pourtant, la force de marée ne s'exerce pas uniquement sur les masses d'eaux des océans, mais également sur les parties terrestres. Les mouvements des particules terrestres sous l'influence de la force de marée ne peuvent être que très faibles, puisque la matière est alors solide et non plus liquide. La force de marée entraîne des déformations statiques et élastiques de l'écorce terrestre par l'action des forces gravitationnelles de la Lune et du Soleil, l'effet des autres astres étant apparemment négligeable au niveau sous-millimétrique du fait de leurs distances par rapport à la Terre.

Comme pour la marée océanique, la composante de marée semi-diurne est principalement lunaire et provoque des déformations sectorielles. Les variations verticales sectorielles sont maximales à l'équateur et diminuent au fur et à mesure que l'on se rapproche des pôles. Il y a deux cycles le long d'une même latitude, les maxima et les minima étant antipodiques. La composante de marée diurne est luni-solaire et provoque des déformations tesserales. Les variations verticales tesserales sont maximum à 45° de latitude et sont nulles à l'équateur et aux pôles. Les variations tesserales ont seulement un cycle par latitude, un maximum et un minimum antipodiques. Enfin, les composantes de marée long-terme (semi-mensuelles, mensuelles et annuelles) provoquent des déformations zonales constantes le long d'une latitude donnée.

Il est possible de calculer les déplacements verticaux dus à la marée terrestre sur le site de l'Institut Astronomique de l'Université de Berne⁴. Il calcule les amplitudes des déplacements totaux, ainsi que les contributions lunaire et solaire. Nous montrons un exemple pour un point de Bretagne ($N48^\circ$, $W2^\circ$) (Figure 19). Les déplacements verticaux atteignent 35 à 40 cm pic à pic (Figure 19).

⁴ http://www.aiub.unibe.ch/content/services/earth_tides/index_eng.html

CHAPITRE 1 : LES PROCESSUS A L'ORIGINE DES MOUVEMENTS VERTICAUX

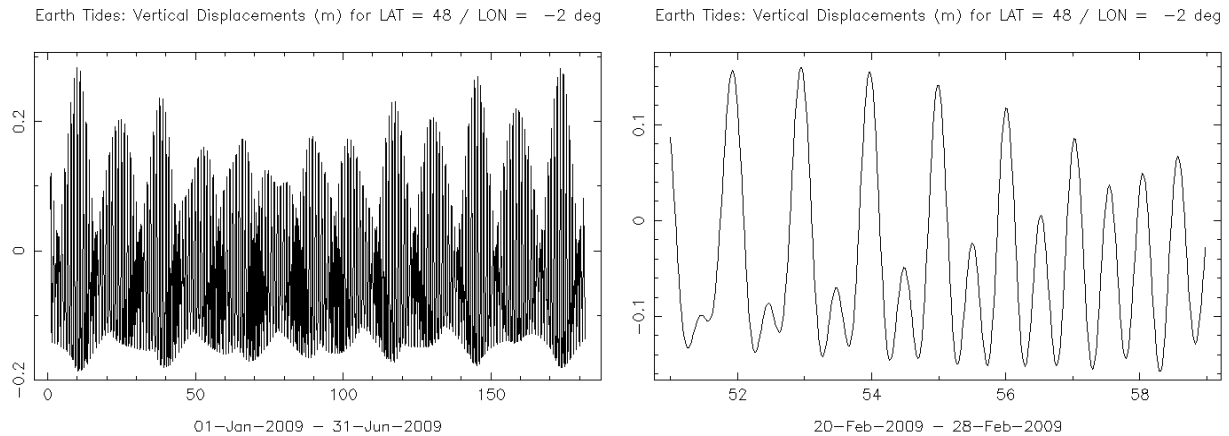


Figure 19 : Déplacements verticaux dus aux marées terrestres, calculés au point $N48^{\circ} W2^{\circ}$ (Bretagne) (http://www.aiub.unibe.ch/content/services/earth_tides/index_eng.html) pour les périodes 01/01/2009-31/06/2009 (à gauche) et 20/02/2009-28/02/2009 (à droite). On remarque bien les périodicités à 14 et 28 jours (à gauche), ainsi que les périodicités semi-diurnes et diurnes (à droite).

Les mouvements verticaux (Tableau 4) peuvent atteindre 40 cm pour la composante semi-diurne M_2 , 20 cm pour la composante diurne m_{K1} et 4 cm pour la composante long-terme M_t . Les amplitudes de mouvements horizontaux sont plus faibles mais peuvent atteindre plus 5 cm pour la composante semi-diurne M_2 .

	Nom	Période	Amplitude verticale (mm)	Amplitude horizontale (mm)
Semi-diurnes	M_2	12,421 h	384,83	53,84
	S_2	12,000 h	179,05	25,05
	N_2	12,658 h	73,69	10,31
	K_2	11,967 h	48,72	6,82
Diurnes	m_{K1}	23,934 h	191,78	32,01
	O_1	25,819 h	158,11	22,05
	P_1	24,066 h	70,88	10,36
	f_1	23,804 h	3,44	0,43
	y_1	23,869 h	2,72	0,21
	S_1	24,000 h	1,65	0,25
Long terme	M_t	13,661 j	40,36	5,59
	M_m	27,555 j	21,33	2,96
	S_{ss}	0,50000 a	18,79	2,60
	lunar node	18,613 a	16,91	2,34
	S_s	1,0000 a	2,97	0,41

Tableau 4 : Amplitudes des déplacements verticaux et horizontaux de quelques-unes des composantes de marées terrestres (Wahr, 1995).

Ces amplitudes dépendent de la situation géographique sur la Terre, en raison de la forme elliptique de la Terre et de sa rotation (Wahr, 1981 ; Wahr, 1995). Il est possible de réduire

les effets des marées terrestres dans les calculs GPS par l'utilisation d'un modèle approprié, comme celui recommandé par l'ERS⁵ (McCarthy, 1996).

6. Les processus hydrogéologiques et hydrologiques

Les variations de stock d'eau dans le sous-sol peuvent provoquer des phénomènes dynamiques et géométriques mesurables grâce aux méthodes géodésiques, comme le GPS, l'altimétrie spatiale, ou l'interférométrie radar. Dans ce paragraphe, nous présentons l'influence des processus hydrologiques et hydrogéologiques sur la déformation en surface. Par processus hydrologiques, nous entendons les phénomènes naturels ou anthropiques liés aux variations de teneur en eau dans les premiers mètres du sol. Par processus hydrogéologiques, nous entendons les phénomènes naturels ou anthropiques liés aux variations de hauteur d'eau dans des aquifères profonds.

6.1 Les processus hydrologiques de surface

6.1.1 La surcharge hydrologique continentale locale et globale

D'un point de vue géométrique, la charge des masses d'eaux engendre par son poids une flexure crustale. Cette charge varie en fonction des quantités d'eau emmagasinées dans les neiges, les aquifères et dans les sols. La charge est accessible par des mesures GPS, inclinométriques ou interférométriques SAR, ainsi que par des nivellements de précision. D'un point de vue dynamique, les effets combinés de l'attraction directe, de la flexure (qui fait varier les hauteurs des stations en surface) et de la redistribution de masses (modification de la répartition des densités dans la croûte) sont observables par des mesures gravimétriques de pesanteur.

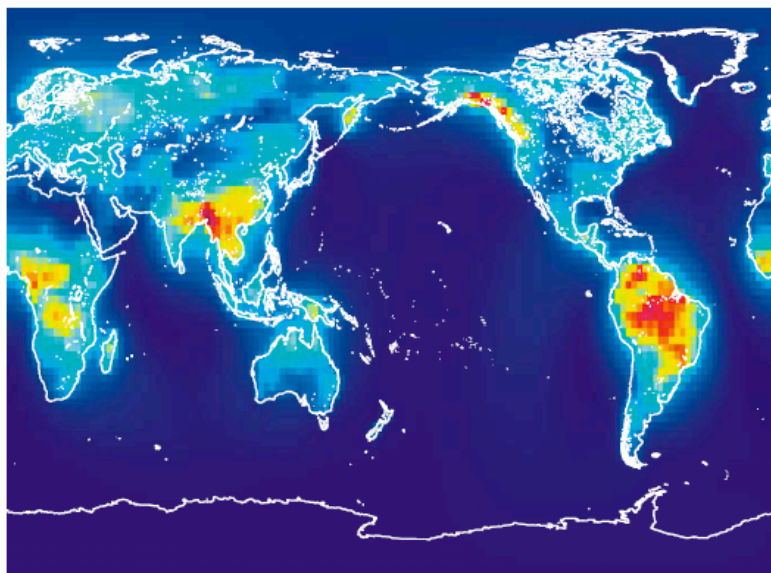
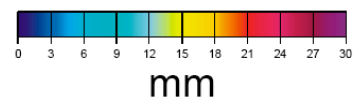


Figure 20 : Déplacements verticaux durant la période 1994-1998 induits par les variations d'emménagement d'eaux continentales (eau, neige, glace) (Van Dam et al. 2001).



Les variations de distribution des eaux de surface (eaux, neige et glace) et leurs influences sur la déformation de la surface du sol et sur la gravimétrie ont été étudiées à des échelles locales (Demoulin, 2004 ; Llubes et al. 2004 ; Amalvict et al. 2004 ; Demoulin et al. 2007) ou plus globales, à l'échelle de la Terre (Van Dam et al. 2001 ; Ramillien et al. 2005 ; Schmidt et al. 2006). Ces études ont montré des amplitudes maximales de mouvements verticaux comprises entre 7,5 et 30 mm. Les zones qui connaissent les plus forts déplacements

⁵ IERS : International Earth Rotation Service.

verticaux dus aux variations de charge hydrologique continentale sont les zones inter-tropicales, comme l'Amazonie, l'Asie du Sud-Est, l'Afrique (Figure 20).

6.1.2 Le gonflement des sols

Le phénomène de gonflement des sols induit également une déformation de la surface du sol. La consistance d'un matériau argileux varie en fonction de sa teneur en eau. Ces modifications de consistance s'accompagnent de variations de volume d'amplitude parfois très importante. Dans nos régions à climat tempéré, les argiles sont proches de leur état de saturation mais éloignées de leur limite de retrait. Les mouvements les plus importants ont souvent lieu lors des périodes sèches. Les premiers mètres du sol sont alors soumis à l'évaporation, provoquant un retrait des argiles, avec un tassement vertical et l'ouverture horizontale de fissures. L'amplitude de ce tassement est fonction de l'épaisseur de la couche de sol argileux et de la proportion de minéraux gonflants (www.argiles.fr, site du BRGM, Figure 21).

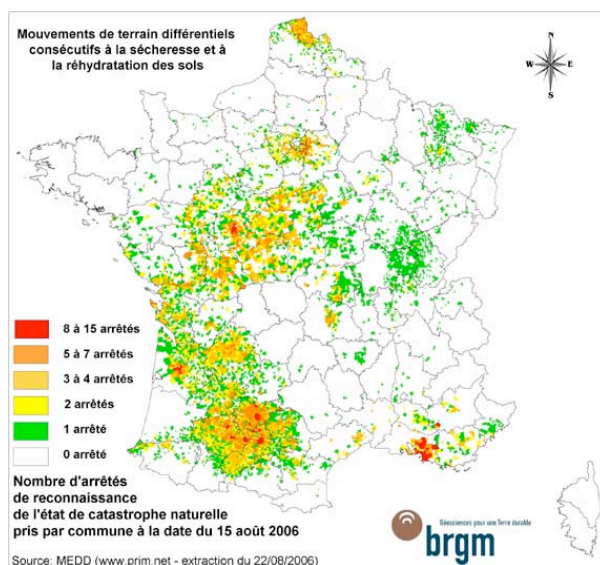


Figure 21 : Mouvements de terrain différentiels consécutifs au gonflement-retrait des sols, en fonction du nombre d'arrêtés de reconnaissance de l'état de catastrophe naturelle (www.argiles.fr).

6.2 Les processus hydrogéologiques profonds

Un réservoir aquifère profond qui se charge ou se décharge engendre une déformation interne associée à la pression hydrostatique inter-granulaire (Biot, 1941) et mesurable en surface et par forage. Dans le cas d'un aquifère captif, les variations de pression au sein de l'aquifère liées à des pompages ou lors de variations saisonnières annuelles (associées à une mesure piézométrique de variation de hauteur d'eau) provoquent une déformation de la surface du sol (Figure 22). La compressibilité du milieu est fonction de la compressibilité de la matrice rocheuse et de la pression de l'eau : une variation de pression suite à un pompage ou lors de variations saisonnières peut provoquer une déformation verticale. Cette déformation est fonction des propriétés hydrogéologiques et hydromécaniques de l'aquifère, comme la porosité, le module d'incompressibilité, et les variations spatiales et temporelles du niveau d'eau. La mesure de la déformation en surface du sol peut être considérée comme un proxy de la mesure de variation de pression dans l'aquifère.

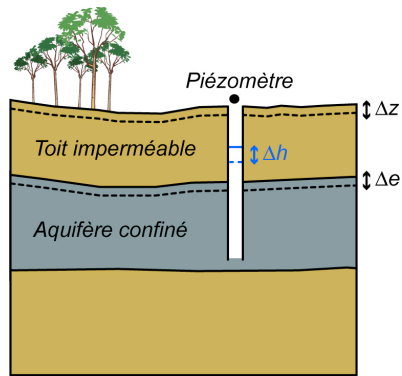


Figure 22 : Coupe simplifiée d'un aquifère confiné. Les variations de pression au sein de l'aquifère sont mesurées par une variation de hauteur d'eau Δh . On observe alors des variations de l'épaisseur de l'aquifère (Δe) et un déplacement de la surface du sol (Δz).

La déformation du sol induite par des variations naturelles ou anthropiques de hauteur d'eau a été largement étudiée (Poland et Davies, 1969 ; Poland, 1972). Récemment, de nombreuses études ont été menées sur la déformation du sol en relation avec des variations hydrogéologiques anthropiques, à l'aide de différentes approches : nivellement (Wilson et Gorelick, 1996 ; Phien-wej et al. 2006), GPS (Ikehara, 1994 ; Sneed et al. 2001 ; Burbey et al. 2006), ou InSAR (Galloway et al. 1998 ; Amelung et al. 1999 ; Hoffmann et al. 2001 ; Watson et al. 2002). La plupart de ces études montrent une subsidence du sol due à un pompage intense, à la fois sur le long terme et sur le court terme.

Cependant, les aquifères sont également sujets à des cycles saisonniers de charge et de décharge, avec des régimes variés : régime périodique annuel, régime périodique annuel + tendance pluriannuelle apériodique, régime apériodique irrégulier, etc. Ces cycles sont essentiellement dûs aux conditions climatiques.

Ces effets hydrogéologiques sur la déformation verticale en surface ne sont pas négligeables. Burbey et al (2006) ont observé par GPS une subsidence suite au démarrage d'un pompage, avec une amplitude maximale de 7,5 mm (Figure 23). L'amplitude du déplacement et la zone de déformation augmentent avec le temps dans les premiers jours de pompage. Le rebond apparaît ensuite, coïncidant avec le retour à l'équilibre du système.

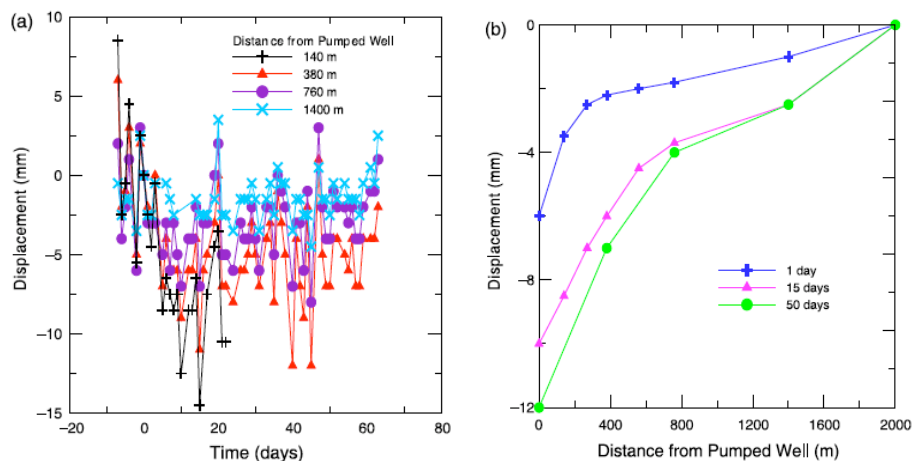


Figure 23 : Déplacements verticaux en fonction (a) du temps et (b) de la distance à un pompage principale mesurés sur le site de Mesquite, Nevada (Burbey et al. 2006).

6.3 Les phénomènes hydro(géo)logiques en Bretagne et au Maroc

En Bretagne, les réserves d'eau sont situées principalement situées en domaine cristallin fracturé. A priori, les déformations associées aux variations de pression dans ce type d'aquifère sont faibles. Pourtant, Moreau et al (2006) ont mis en évidence, dans le cadre d'une étude de déformation au-dessus d'un aquifère cristallin en Bretagne, une subsidence de 2 cm entre mars et septembre 2003 (Figure 24). Ces données de déformation verticale

ont pu être reliées aux données piézométriques acquises également sur le site : la relation linéaire qui en découle a permis la détermination d'un coefficient d'emménagement moyen de l'aquifère, qui caractérise le volume d'eau qui peut être emmagasiné et relâché par un aquifère après une variation unitaire de niveau piézométrique ou de charge (voir Chapitre 4, paragraphe 5.3).

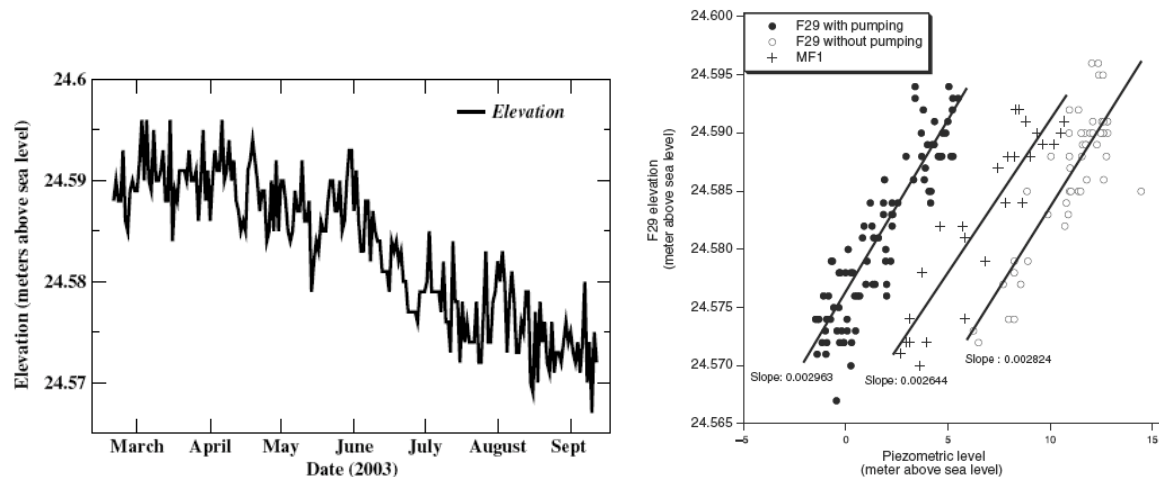


Figure 24 : Déplacements verticaux en fonction du temps (à gauche) et relation linéaire avec les données piézométriques permettant de déterminer un coefficient d'emménagement de l'aquifère. Site de Ploemeur, Bretagne (Moreau et al. 2006).

Une grande partie de notre travail se concentre sur la Bretagne et plus particulièrement sur l'aquifère cristallin de Ploemeur. Dans notre étude pluri-annuelle (trois ans et demi) de quantification et de caractérisation de la déformation sur ce site, nous devons prendre en compte ces effets hydrogéologiques et hydrologiques, mis en évidence par Moreau et al. (2006). Depuis quelques années, la communauté scientifique a investi dans ce champ d'étude. En effet, l'hydrologie de surface et souterraine, par ses effets géodésiques et dynamiques, est considérée comme un artefact dans les études géodynamiques, alors qu'elle peut provoquer un signal d'amplitude non négligeable. De plus, les techniques géodésiques modernes permettent d'ouvrir un champ nouveau pour la caractérisation des aquifères. Cette étude pourrait permettre également de valoriser la prise en compte de ces effets dans les études tectoniques plus globales.

Notre zone d'étude au Maroc se situe dans la plaine du Saïs (région de Meknès), au dessus d'une nappe phréatique libre qui se développe au sein de formations Plio-Quaternaire et d'une nappe profonde (environ 800 m) qui circule principalement au sein de formations carbonatées du Lias. Cette dernière nappe est captive sous les terrains imperméables du Tertiaire qui la mettent en charge sous la plaine (Amraoui, 2005). Aucune étude n'a été menée à ce jour au Maroc pour quantifier une éventuelle déformation hydrogéologique dans cette région, ces aquifères étant fortement sollicités pour l'agriculture et l'alimentation en eau potable des villes de Meknès et de Fès (respectivement 540 000 et 1 000 000 d'habitants).

7. Les effets anthropiques

L'homme et ses actions peuvent avoir des effets sur la stabilité des terrains et donc sur les déformations du sol. Ces déformations sont quasiment toujours dans le sens de la subsidence. On peut citer comme causes artificielles de subsidence des terrains :

- l'exploitation des ressources souterraines : les minerais, les hydrocarbures, ainsi que l'eau des nappes phréatiques et des aquifères, que ce soit pour l'agriculture ou pour la distribution d'eau potable (comme c'est le cas à Ploemeur),

- l'aménagement du territoire par la construction de ports, d'usines, de barrages. En plus de l'effet de charge, les bilans sédimentaires peuvent être drastiquement modifiés par les dragages, les polders ou les barrages.

Les amplitudes de ces effets anthropiques sont variables. Elles peuvent atteindre la dizaine de centimètres par an pour certains sites de pompages de pétrole au Venezuela et en Californie. L'extraction d'eau souterraine a des effets importants à Venise, en Floride et à Bangkok. Ces processus peuvent jouer pendant plusieurs dizaines d'années voire plus (Emery et Aubrey, 1991).

Les travaux publics peuvent être à l'origine de petits déplacements du sol, mesurables grâce aux techniques modernes comme l'interférométrie radar. On peut citer par exemple les déplacements observés sur la zone de la Gare St Lazare à Paris, lors des travaux de réalisation de la gare souterraine Haussmann-St Lazare du RER E (Fruneau et al. 2005) (Figure 25).

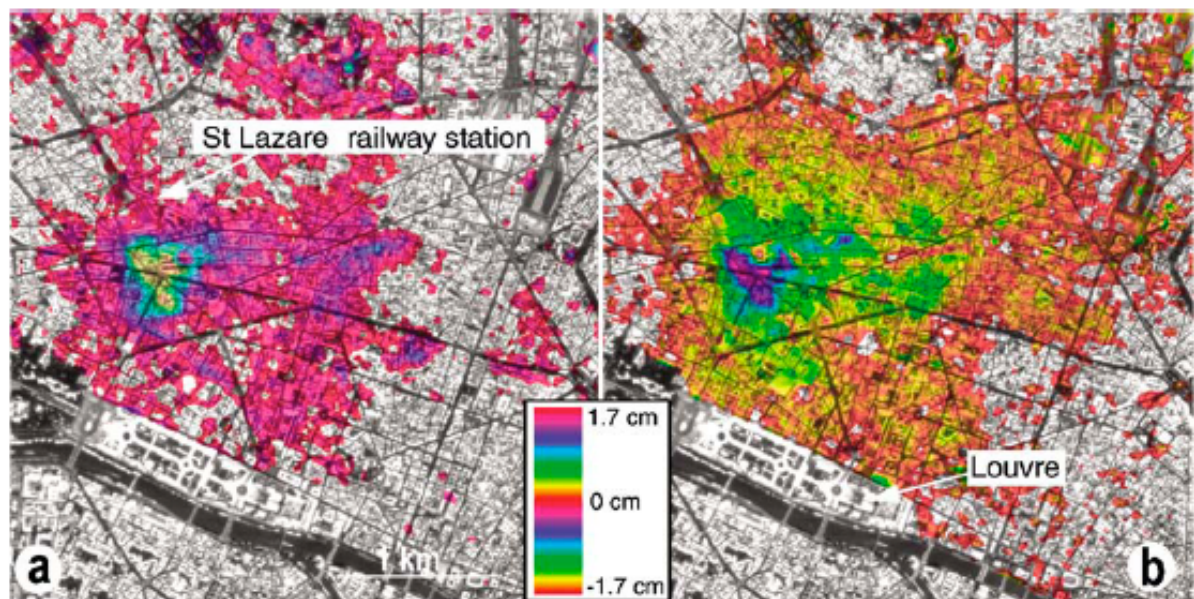


Figure 25 : a) Carte de subsidence totale cumulée dans le quartier de la gare St Lazare à Paris, due au début des pompages d'eau, b) Carte de la remontée totale cumulée due à la fin des pompages et à la lente recharge de la nappe (Fruneau et al. 2005).

Les pompages nécessaires lors des travaux ont entraîné un faible tassement des terrains sus-jacents. Les techniques d'auscultation classiques comme le nivellement, les mesures géologiques et géotechniques ne sont pas appropriées en domaine urbain pour détecter l'amplitude et l'extension spatiale de tels déplacements. L'interférométrie différentielle radar est utilisée pour des applications géophysiques comme la subsidence de terrains, en particulier en zone urbaine. Ici une quarantaine d'images radar acquises par les satellites ERS-1 et ERS-2 entre 1993 et 1999 ont été utilisées. L'amplitude maximale des déplacements atteint 17 mm pour la subsidence et 16 mm pour la montée (Figure 25). Le phénomène observé est réversible. La subsidence couvre une zone de 800 m de large et de 1200 m de long, alors la remontée est plus étendue (1800 m sur 2500 m). En outre, les données piézométriques ont permis d'identifier la nappe responsable de la déformation.

Synthèse

Nous avons fait l'inventaire des processus géologiques qui induisent des déformations verticales de la surface du sol (Figure 26). Ces déformations peuvent être périodiques (marées terrestres et surcharge océanique) ou non (sismicité). Elles peuvent jouer durant une longue période de temps (rebond post-glaciaire de l'ordre du millier d'années, tectonique

de l'ordre du million d'années) ou sur de très courts instants (quelques secondes pour les séismes), de manière très locale (déformation hydrogéologique au-dessus d'un aquifère) ou à l'échelle de la Terre (marées, surcharge atmosphérique). Elles peuvent être élastiques et réversibles (surcharge océanique) ou cassantes et non-réversibles (séismes). Les quantités de déplacement peuvent être importantes jusqu'à quelques dizaines de centimètres, voire quelques mètres dans le cas des grands séismes.

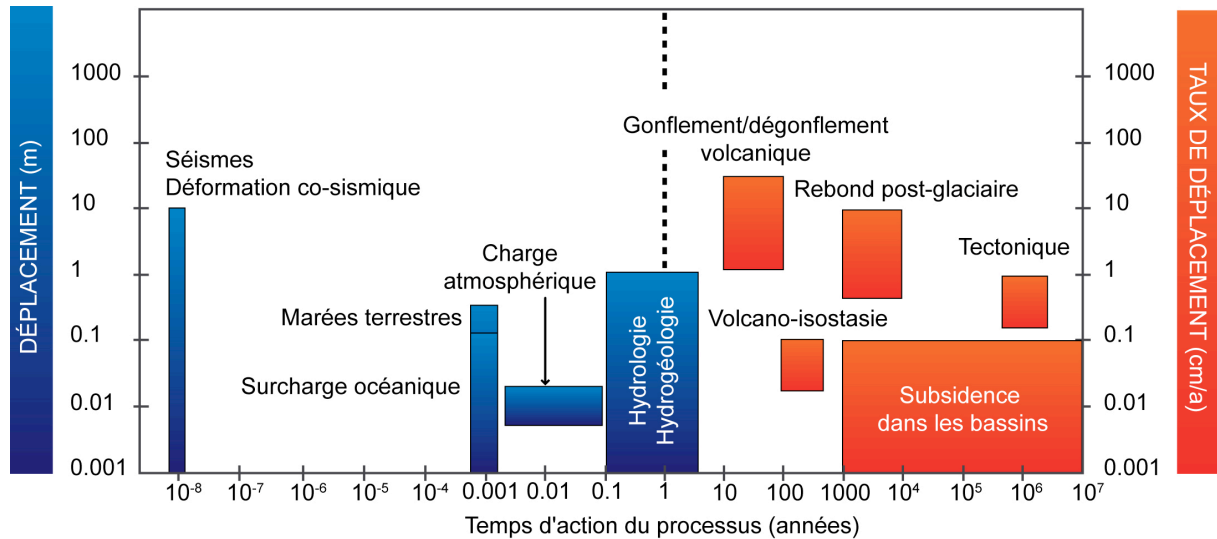


Figure 26 : Synthèse des processus de déformation et de leurs amplitudes en déplacement (pour les processus jouant sur des périodes de temps inférieures à l'année) ou en taux de déplacement (pour les processus jouant sur des périodes de temps supérieures à l'année) (Biessy et al., soumis).

Nos deux zones d'étude (Ploemeur en Bretagne ; Bassin du Saïs au Maroc) se situent dans des domaines à faible taux de déformation tectonique. Les processus que nous aurons à prendre en compte dans les études de quantification et de caractérisation de la déformation au sein de ces deux zones sont les variations hydrogéologiques et hydrologiques, la surcharge océanique et éventuellement une composante tectonique. Les autres processus soit n'entrent pas en jeu dans ces zones soit pourront être corrigés à l'aide de modèles ou de stratégies de calcul adaptées pendant le traitement des données GPS. Ces stratégies seront expliquées dans le chapitre 3.

CHAPITRE 2

PRINCIPES DU GPS

CHAPITRE 2 : PRINCIPES DU GPS

Dans le cadre de nos études de mesure de la déformation du sol, nous allons être amenés à traiter des données GPS, avec différents logiciels (TGO, GAMIT). Ces logiciels ainsi que les stratégies de calcul utilisées seront présentés dans le chapitre 3. Afin de bien comprendre les stratégies de traitement et les résultats obtenus, nous présentons dans ce chapitre 2 les principes généraux du GPS⁶.

1. Présentation générale et historique du système

Le *Global Positioning System*, plus connu par son sigle GPS, est le principal système de positionnement par satellites mondial actuel, le seul à être entièrement opérationnel. Il existe d'autres systèmes de positionnement par satellites, que nous présenterons en fin de chapitre. Egalement appelé NAVSTAR (*NAVigation System by Timing And Ranging*), ce système a été théorisé par le physicien D. Fanelli, conçu, mis en service et maintenu par l'Agence Nationale Géospatiale (NGA) du Ministère de la Défense des Etats-Unis. Ce système est le successeur du système Transit qui présentait deux limitations majeures : une couverture satellitaire insuffisante et une faible précision en navigation. Très rapidement, il est apparu qu'un des signaux transmis par les satellites pouvait être librement reçu et exploité. Un récepteur équipé des circuits électroniques et des logiciels indispensables au traitement des informations reçues pouvait alors connaître sa position sur la surface de la Terre. Un utilisateur muni d'un tel récepteur peut ainsi se localiser et s'orienter sur terre, sur mer, dans l'air ou dans l'espace au voisinage de la Terre.

Le GPS a été conçu au départ pour des applications militaires sous les directives du Congrès américain. Le Ministère de la Défense a favorisé son utilisation pour des applications civiles. Le GPS est aujourd'hui un système dual militaire et civil. D'énormes développements commerciaux ont été entrepris dans de nombreux domaines, comme la navigation maritime, routière ou aérienne, la localisation de camions, la randonnée, etc. Le milieu scientifique a également su profiter des propriétés des signaux transmis pour développer de nombreuses applications : géodésie, transfert de temps entre horloges atomiques, étude de l'atmosphère, etc.

A l'origine, le GPS est un projet de recherche de l'armée américaine. Il a été lancé dans les années 1960 et grandement développé dans les années 1970. Le premier satellite a été envoyé dans l'espace en 1978. Le positionnement est possible dès le début des années 1980. Afin de constituer une flotte suffisante, une seconde série de satellites est lancée en 1989, et le positionnement en temps réel est possible au début des années 1990. Le 27 avril 1995, le nombre de satellites disponibles permet de déclarer le système GPS opérationnel en permanence sur l'ensemble de la planète, avec une précision limitée à une centaine de mètres pour un usage civil. Cette précision atteint une dizaine de mètres suite à la décision du président Bill Clinton, qui, en 2000, confirme l'intérêt de la technologie à des fins civiles et autorise une diffusion non restreinte des signaux GPS. C'est le début de la démocratisation de la technologie au grand public. Le système est continuellement développé par le remplacement et l'ajout de satellites. Des signaux complémentaires, plus précis et nécessitant moins de puissance de la part des récepteurs, sont mis à disposition.

⁶ Cette présentation est une compilation bibliographique de plusieurs sources (cf. références bibliographiques). Les citations sont faites dans des cas précis (valeurs numériques, calculs).

2. Composition du système

Le système GPS est composé de trois parties distinctes, appelés segments ou secteurs :

- le secteur spatial, constitué par la flotte des satellites,
- le secteur de contrôle, qui pilote le système,
- le secteur utilisateur, constitué des utilisateurs civils et militaires du système.

2.1 Le secteur spatial

Le système complet comporte actuellement 31 satellites répartis autour de la Terre de façon à assurer en tout point une visibilité simultanée de 4 à 8 satellites (parfois plus) avec une élévation d'au moins 15° au-dessus de l'horizon. Les satellites sont répartis sur 6 plans orbitaux d'inclinaison 55° par rapport à l'équateur (Figure 27).

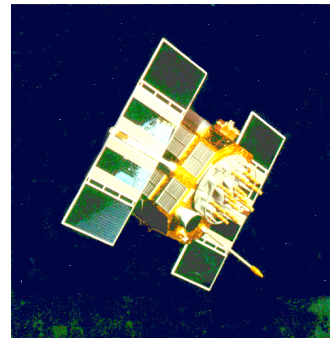
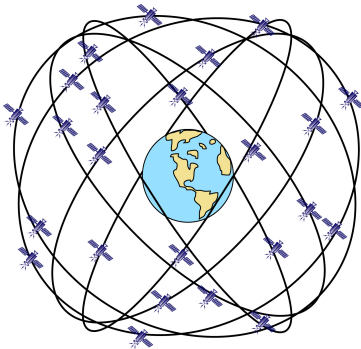


Figure 27 : Constellation du système GPS (à gauche) et satellite (à droite).

Leur orbite est quasi circulaire, à une altitude comprise entre 20000 et 20500 km pour une période de 11 heures 58 minutes et 2 secondes. Ainsi, vus du sol, les satellites reprennent la même position dans le ciel au bout d'un jour sidéral (23 heures 56 minutes et 4 secondes pour la Terre, le jour sidéral étant la durée que met une planète pour faire un tour sur elle-même par rapport aux étoiles, indépendamment de sa révolution autour du Soleil). D'un point de vue du matériel embarqué, chaque satellite est muni d'un émetteur-récepteur, de plusieurs horloges atomiques au rubidium ou au césium, d'ordinateurs et d'équipements auxiliaires destinés au fonctionnement du système. Des capteurs solaires, d'une surface de 7 m^2 , fournissent l'énergie utile à l'équipement, et des fusées d'appoint permettent, si nécessaire, de réajuster la position du satellite sur son orbite et de contrôler son orientation dans l'espace.

2.2 Le secteur de contrôle

Le secteur de contrôle est constitué de cinq stations au sol : Hawaii, Colorado Springs, Ascension, Diego Garcia et Kwajalein (Figure 28). Celles-ci enregistrent en continu les signaux GPS sur les deux fréquences L_1 et L_2 , effectuent des mesures météorologiques et envoient les données à la station principale (*Master Control Station*) de Colorado Springs. Les éphémérides⁷ des satellites et les paramètres d'horloge y sont calculés, prédits puis envoyés aux stations de transmission d'Ascension, Diego Garcia et Kwajalein. Ces dernières retransmettent les informations du message GPS aux satellites.

⁷ D'un point de vue sémantique, l'éphéméride désigne ce qui se passe journallement : c'est la liste des événements de ce jour. Par extension, les éphémérides astronomiques désignent une table de positions journalières de corps célestes mobiles. Elles sont donc la représentation d'un mouvement. Cette notion d'éphéméride s'est étendue ensuite aux satellites du système GPS.

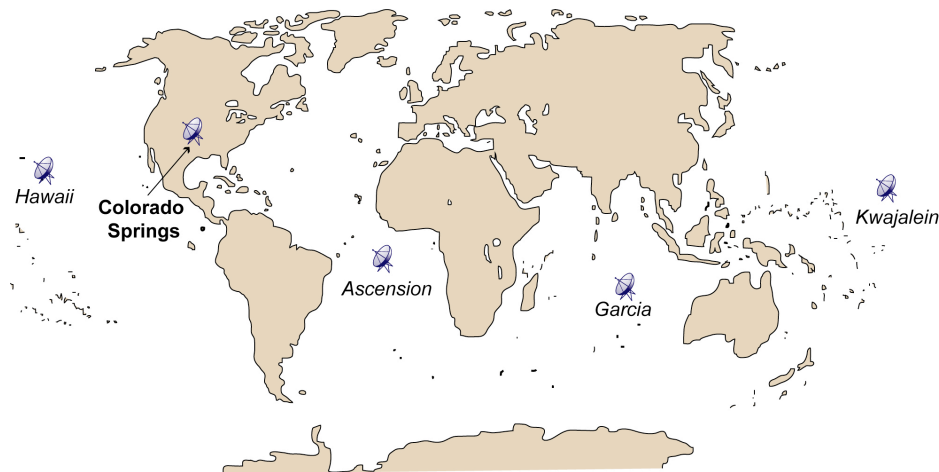


Figure 28 : Stations de contrôle du système GPS.

Les éphémérides radiodiffusées (voir paragraphe 8.1) sont calculées une fois par jour pour chaque satellite. Des éphémérides précises sont calculées *a posteriori* par la NGA en ajoutant les observations de cinq autres sites. En parallèle, des réseaux de poursuite civils ont été mis en place pour calculer les éphémérides et surveiller le fonctionnement du système. On peut citer par exemple CIGNET (*Cooperative International GPS NETwork*), remplacé désormais par l'IGS (*International GNSS Service*), service scientifique de l'Association Internationale de Géodésie depuis 1994.

2.3 Le secteur utilisateur

Le secteur utilisateur représente l'ensemble de tous les utilisateurs civils et militaires du système GPS. On utilise principalement le GPS pour le positionnement absolu ou relatif, statique ou dynamique, en temps réel ou en temps différé, et la datation précise d'événements.

Un récepteur GPS est composé de trois parties :

- la réception du signal, au niveau de l'antenne,
- le traitement du signal, au niveau du récepteur
- l'enregistrement et le stockage de données, toujours au niveau du récepteur.

Selon son type, le récepteur fait des mesures :

- sur une seule fréquence L_1 (mono-fréquence),
- sur les deux fréquences L_1 et L_2 (bi-fréquence),
- de pseudo-distances sur les codes (C/A et P)
- de phase sur les ondes porteuses (voir paragraphe 4.1).

Selon sa catégorie et donc la qualité de sa précision, le coût d'un récepteur peut varier de 150 à 30000 €.

3. Principe de base : le positionnement par triangulation sphérique

L'objectif du positionnement par satellites est de déterminer la position d'un point à la surface de la Terre (Figure 29). Le principe est relativement simple et se fait en deux étapes :

- on calcule les distances entre un récepteur et plusieurs satellites à partir de la mesure du temps de propagation du signal électromagnétique entre le satellite et le récepteur,
- on détermine la position de l'objet par triangulation sphérique.

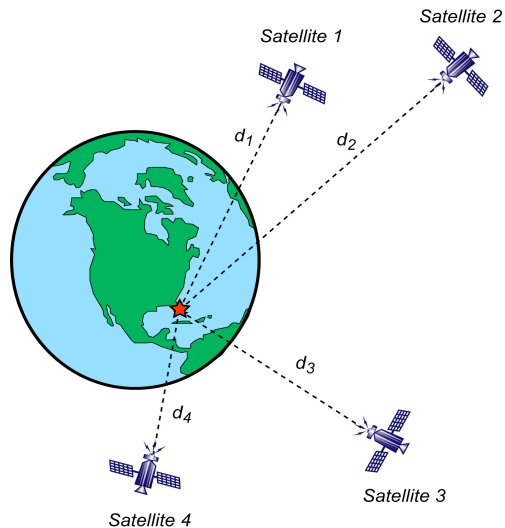


Figure 29 : Principe de base de la mesure GPS.

3.1 Calcul de la distance par la mesure du temps de propagation

Le calcul de la distance séparant un satellite d'un récepteur se fonde sur la propagation des ondes électromagnétiques. Le temps mis par un signal pour parvenir au récepteur est directement proportionnel à la distance parcourue, soit :

$$D = V \cdot t$$

avec D la distance entre le satellite et le récepteur, t le temps de propagation du signal entre le satellite et le récepteur, et V la vitesse de la lumière, soit environ 300 000 kilomètres par seconde.

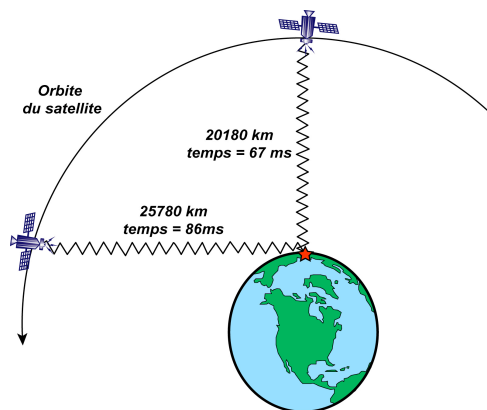


Figure 30 : Temps de propagation du signal émis par le satellite (Correia, 2000).

Plus le récepteur sera éloigné du satellite, plus le signal mettra de temps à lui parvenir (Figure 30). Lorsque nous nous trouvons quelque part à la surface de la Terre, le signal en provenance d'un satellite met pour parvenir au récepteur :

- 67 ms si le satellite se trouve au zénith, à 20180 km de distance,
- 86 ms si le satellite se trouve à l'horizon, à 25780 km de distance.

Une erreur de 1 ms sur la mesure du temps de propagation entre le satellite et le récepteur induit un erreur sur la distance satellite-récepteur de 300 km. La distance satellite-récepteur servant à déterminer la position du point par triangulation sphérique (voir paragraphes 3.2 et 3.3), il est important de mesurer le plus précisément possible cette distance et donc le temps de parcours du signal entre le satellite et le récepteur.

3.2 Triangulation sphérique

Le lieu du récepteur se trouve sur une sphère ayant pour centre le satellite et pour rayon la distance satellite-récepteur déterminée. Le récepteur va dans le même temps capter le signal d'un second satellite : un calcul équivalent permet de définir une seconde sphère, centrée sur le second satellite et sur laquelle doit également se trouver le récepteur. Il se situe alors à la fois sur la première sphère et sur la deuxième sphère, et donc sur le cercle d'intersection entre les deux sphères. On répète ce principe avec un troisième satellite. La position du récepteur se trouve donc à l'un des deux points d'intersection des trois sphères. L'utilisateur ne flottant pas dans l'espace et ne se trouvant pas à l'intérieur de la Terre, on peut déduire la position du récepteur en éliminant la position aberrante.

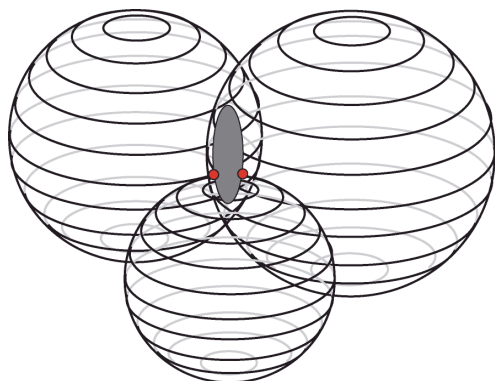


Figure 31 : Détermination de la position par triangulation sphérique.

3.3 Synchronisation de l'horloge du récepteur : le 4^{ème} satellite

Les horloges atomiques des satellites sont très précises et synchronisées au Temps Universel Coordonné (UTC) via l'observatoire américain USNO (*United States Naval Observatory*) exploité par le segment de contrôle. Les horloges des récepteurs sont en revanche à quartz et n'ont ni l'exactitude ni la stabilité des horloges atomiques : elle dérivent donc dans le temps. De plus, la transmission des signaux peut être perturbée par de multiples facteurs, que nous détaillerons plus loin.

Il importe donc d'utiliser un quatrième satellite pour rectifier les calculs de manière satisfaisante. Afin de comprendre l'intérêt qu'il constitue, on ramène le problème à un espace à 2 dimensions, c'est-à-dire un plan. Faisons l'hypothèse que nous nous trouvons à 4 s du satellite A et à 6 s du satellite B (Figure 32a).

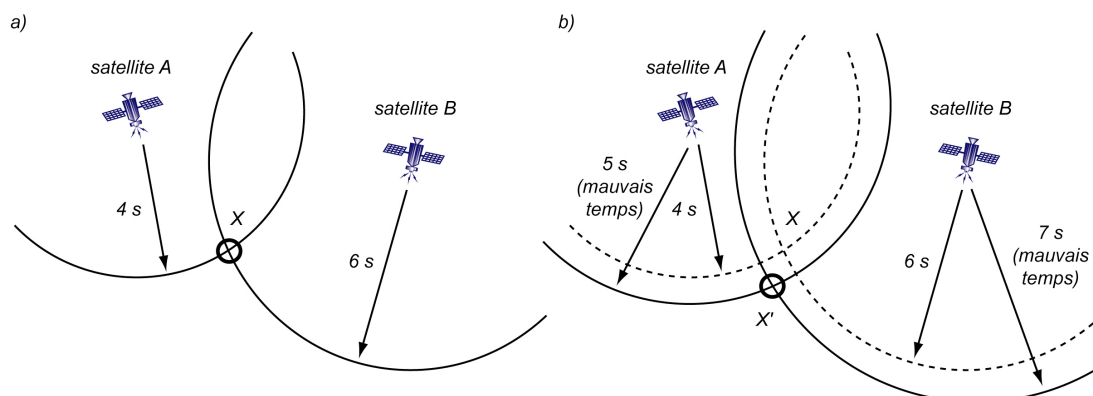


Figure 32 : Effet d'erreurs d'horloges en deux dimensions avec deux satellites (d'après Hurn, 1989, modifié).

En deux dimensions, ces deux mesures nous suffisent pour nous localiser : c'est la position X. Cette position est l'endroit où nous nous trouvons réellement si toutes les horloges

fonctionnent normalement, sans avance ou retard. Avec une erreur de 1 s, notre récepteur nous voit alors à 5 s du satellite A et à 7 s du satellite B (Figure 32b). La position alors déterminée se trouve en X', différente de X à cause des erreurs d'horloges du récepteur. Ajoutons une autre mesure au calcul de la position. Dans notre exemple à deux dimensions, nous considérons donc un troisième satellite. Nous nous situons à 8 s du satellite C. Si les horloges sont parfaites, alors notre position est X (Figure 33a). Si nous avons une erreur de 1s sur l'horloge du récepteur, alors la position est erronée et se trouve en X'' (Figure 33b).

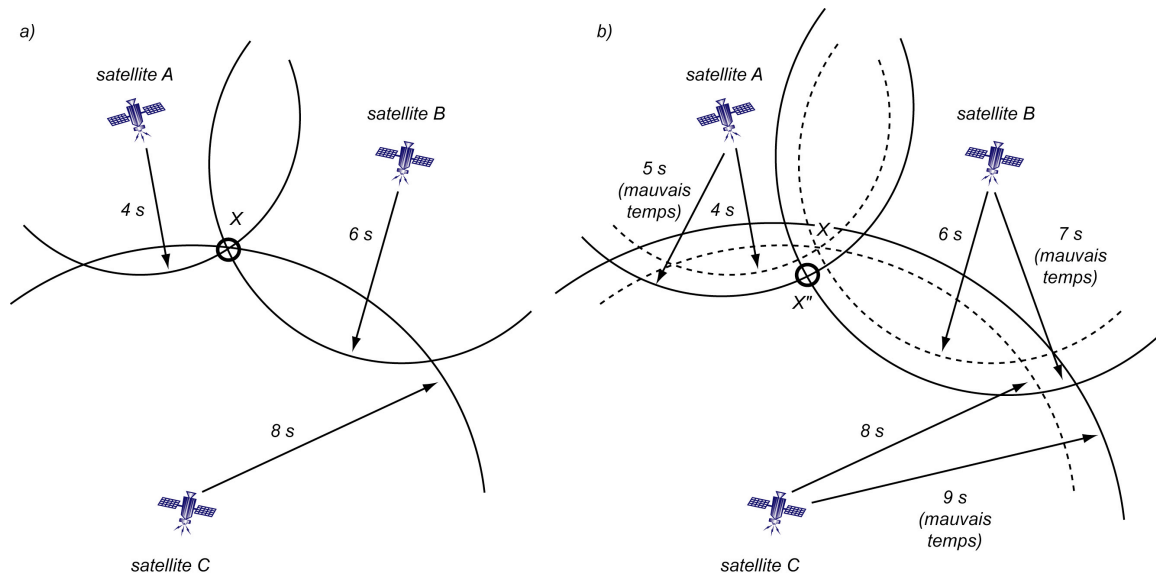


Figure 33 : Effet d'erreurs d'horloges en deux dimensions avec trois satellites (d'après Hurn, 1989, modifié).

Les logiciels internes des récepteurs GPS sont programmés afin de détecter cette erreur si les mesures ne s'intersectent pas en un point. Ils font alors l'hypothèse que la cause de cette erreur provient de leur horloge interne et ajoutent (ou retirent) la même quantité de temps à toutes les mesures.

Cette petite étude simple permet d'avoir un positionnement en deux dimensions (latitude et longitude) possible avec seulement trois satellites. En trois dimensions (en cherchant à déterminer également l'altitude), cela signifie qu'il faut nécessairement quatre satellites pour annuler cette erreur. Le système GPS avec ses 31 satellites est conçu pour qu'en n'importe quel point du globe, il y ait toujours une visibilité d'au moins quatre satellites. Le quatrième satellite permet d'une part d'éliminer l'un des points d'intersection des trois premières sphères et d'autre part de synchroniser les horloges du récepteur et des satellites.

3.4 Système de positionnement ECEF

Le positionnement en trois dimensions fournit un point dans l'espace, avec une position par rapport à la Terre. On utilise pour cela un système à trois axes ayant pour origine le centre de masse de la Terre, avec une Terre Fixe. Ce système est appelé ECEF (*Earth centered, Earth fixed*) et se réfère au système géodésique mondial WGS84 (*World Geodetic System 1984*). Le récepteur effectue automatiquement toutes les conversions entre les systèmes ECEF, à partir des coordonnées (x, y, z), et WGS84 en coordonnées (Latitude, Longitude, Altitude).

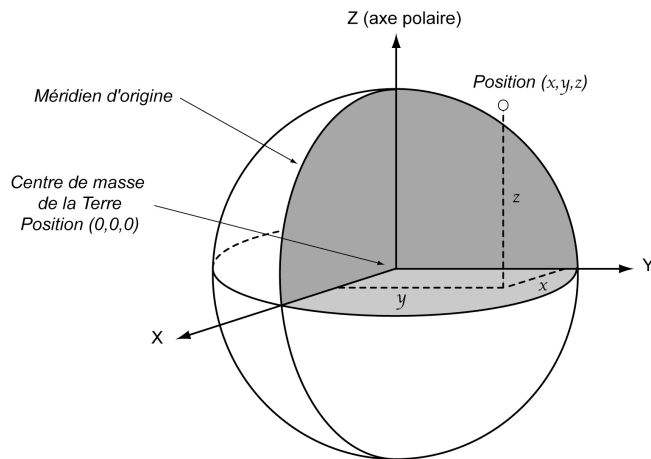


Figure 34 : Positionnement en trois dimensions du système ECEF.

4. Le signal GPS

4.1 Composition du signal

Chaque satellite émet vers la Terre des signaux électromagnétiques très stables en fréquence grâce aux horloges atomiques embarquées. La fréquence fondamentale du signal GPS est de 10,23 MHz. A partir de cette fréquence, l'émetteur produit deux ondes porteuses L_1 et L_2 , de fréquences respectives 1575,42 MHz et 1227,60 MHz. Les informations transmises sont codifiées selon trois codes (Figure 35).

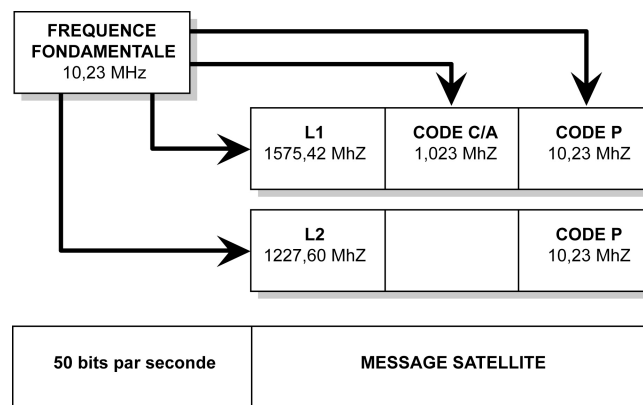


Figure 35 : Structure du signal GPS (d'après Duquenne et al, 2005).

- Le code P (*Precision code*) : il utilise les signaux des fréquences L_1 et L_2 pour la détermination exacte de la distance du satellite au récepteur GPS à partir de la mesure du temps de propagation du signal entre l'émission et la réception. Le code P est réservé à l'armée américaine et à des utilisateurs autorisés. Il a une longueur d'onde de 30 m et une vitesse de transmission de 10,23 MHz.
- Le code C/A (*Coarse Acquisition code*) : il utilise la fréquence L_1 et contient des données pour les caractéristiques du code P. Il est accessible à n'importe quel utilisateur, qui a ainsi accès au SPS (*Standard Positioning System*). Il a une longueur d'onde de 300 m et une vitesse de transmission de 1,023 MHz.
- Le code D (*Data code*) : également connu sous le nom de message de navigation, il transfère au récepteur un certain nombre d'informations comme les éphémérides du satellite (les éléments képlériens de l'orbite et leurs dérivées premières par rapport au temps), des coefficients de modèle ionosphérique global simplifié, l'état de santé du satellite, un modèle polynomial caractérisant le fonctionnement de son horloge,

l'écart entre le temps GPS (voir paragraphe 5.1) et le temps UTC. Il a une longueur d'onde de 6140 m et une vitesse de transmission de 50 b/s.

Pour permettre l'envoi de ces codes par les satellites, les ondes porteuses L_1 et L_2 sont modulées par la phase, ce qui consiste à augmenter la phase de 180° lorsque le code (C/A ou P) ou le message change de parité (0 ou 1) (Figure 36). On remarque que cela revient à changer le signe du signal et on peut ainsi écrire :

$$L1(t) = a_1 P(t) D(t) \cos(2\pi f_1 t) + a_1 C/A(t) D(t) \sin(2\pi f_1 t)$$

$$L2(t) = a_2 P(t) D(t) \cos(2\pi f_2 t)$$

où a_1 , a_2 , f_1 , f_2 sont les amplitudes et les fréquences de $L1(t)$ et $L2(t)$ et $P(t)$, $C/A(t)$, $D(t)$ sont des fonctions du temps ne prenant que des valeurs discrètes +1 ou -1 et représentant respectivement les codes P et C/A et les données du message.

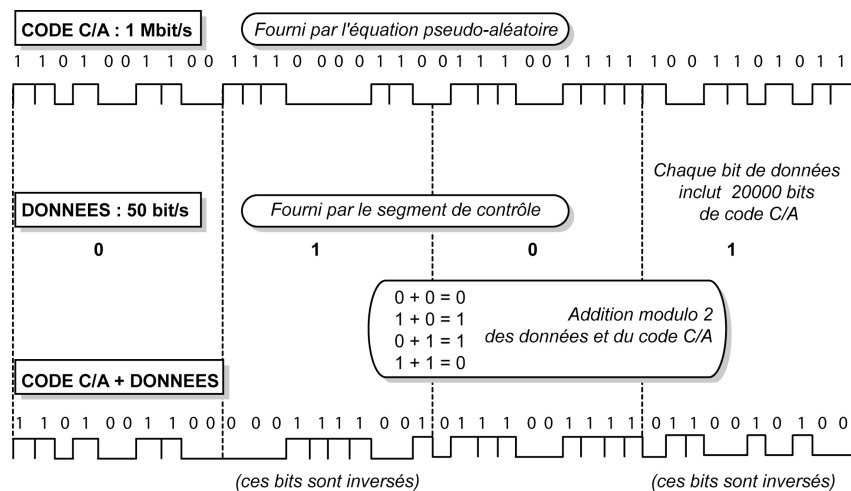


Figure 36 : Superposition des codes GPS (d'après Duquenne et al, 2005).

4.2 Les dégradations volontaires du système

A l'origine, le système GPS a été conçu par et pour les militaires américains. Afin d'empêcher l'utilisation du système par un tiers hostile, le signal GPS est volontairement dégradé via deux processus : l'accès sélectif (SA, *Selective Availability*), et l'antileurrage (A/S, *Anti-Spoofing*).

L'accès sélectif peut (1) dégrader la précision des horloges embarquées à bord des satellites par l'ajout d'un déphasage et (2) tronquer le message de navigation qui entraîne une imprécision des orbites des satellites. Ces dégradations sont déterministes et connues mais corrigibles uniquement par des utilisateurs autorisés. Elles affectent principalement les applications de navigation en temps réel qui n'ont pas accès à la valeur de ces dégradations. Le gouvernement américain a suspendu la SA le 2 mai 2000 et s'est engagé à ne plus avoir recours à ce type de dégradation en décembre 2004.

L'antileurrage empêche un utilisateur qui enverrait volontairement un signal proche de celui du GPS de brouiller le système. Ce brouillage entraînerait des erreurs de positionnement pour les autres utilisateurs. Un code militairement classifié (appelé W) est ajouté au code P sur les deux fréquences L_1 et L_2 pour former le code Y. En cas d'A/S, l'utilisateur non autorisé ne peut plus faire de mesure avec le code P : il ne peut alors utiliser que le code C/A.

5. Les mesures GPS

5.1 Le temps GPS

Le GPS possède sa propre échelle de temps, bâtie à partir des horloges embarquées dans les satellites. Cette échelle de temps est reliée au temps universel coordonné (UTC) de l'USNO avec une précision de 1 μ s. L'échelle de temps GPS démarre le 6 janvier 1980 à 0h UTC. Le temps GPS ne suit pas les sauts de secondes entières de l'UTC. Celui-ci, basé sur le temps atomique international (TAI) de manière à être proche du temps universel instantané (UT1), prend en compte la rotation de la Terre qui n'est pas uniforme du fait de son ralentissement. Dès que l'écart entre UT1 et UTC dépasse 0,9 s, une seconde est ajoutée au temps UTC. Depuis le 1^{er} janvier 1999, il n'y a pas eu de saut de seconde :

$$|UT1 - UTC| \leq 0,9 s$$

avec $UTC = TAI + n$, n étant un nombre entier de secondes

En 2007, l'écart entre le temps GPS et le temps UTC était de 14 s.

5.2 La pseudo-distance

On appelle **pseudo-distance** une mesure indirecte de la distance entre le satellite et le récepteur par le repérage de l'instant de réception d'un signal daté à l'émission, lorsque les horloges de l'émetteur et du récepteur ne sont pas synchronisées. La différence entre la pseudo-distance et la distance réelle est due à l'erreur d'horloge locale du récepteur.

La mesure de pseudo-distance est une mesure du temps de propagation nécessaire à une marque horaire du signal pour effectuer le trajet satellite-récepteur. Ces marques horaires sont codées sur les ondes porteuses par la technique de modulation de phase. Pour qu'un récepteur puisse reconnaître le satellite observé, chaque satellite transmet un code qui lui est propre. Une réplique du signal provenant du satellite, synchronisée avec le code satellite, est générée par le récepteur. Le décalage Δt que doit subir la réplique générée par le récepteur afin de coïncider avec le code reçu du satellite correspond au temps de propagation qu'a mis le signal pour parcourir le chemin entre le satellite et le récepteur (Figure 37).

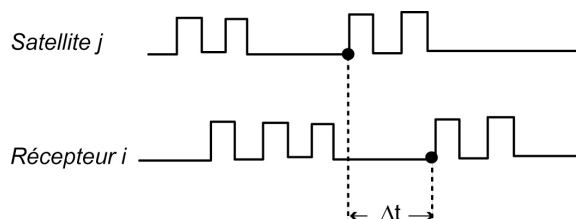


Figure 37 : Comparaison entre le signal émis par le satellite et le signal reçu par le récepteur sur les codes.

La mesure de la pseudo-distance nécessite la connaissance des codes pseudo-aléatoires C/A et (ou) P (ou Y). L'ordre de grandeur de la résolution de la mesure de pseudo-distance effectué sur le code C/A est d'environ ± 3 m, celle sur le code P(Y) est d'environ $\pm 0,3$ m.

Les horloges embarquées à bord des satellites sont atomiques, d'une grande précision et d'une grande stabilité, alors que les horloges à quartz des récepteurs sont moins précises et dérivent. L'erreur de synchronisation entre les horloges des satellites et des récepteurs fausse la mesure de pseudo-distance. On peut écrire alors :

$$\Delta t_i^j = t_{Ri} - t_E^j$$

avec t_{Ri} le temps de réception en temps récepteur i et t_E^j le temps d'émission du signal en temps satellite j .

Il existe un décalage dt_i et dt^j entre les horloges du récepteur et du satellite par rapport au temps GPS. On peut écrire alors :

$$\begin{aligned} t_{Ri} + dt_i &= t_R^{GPS} \\ t_E^j + dt^j &= t_E^{GPS} \end{aligned}$$

avec t_R^{GPS} et t_E^{GPS} les temps de réception et d'émission du signal exprimés en temps GPS. En combinant les trois dernières relations, on obtient :

$$\Delta t_i^j = t_R^{GPS} - dt_i - t_E^{GPS} + dt^j = t_R^{GPS} - t_E^{GPS} + (dt^j - dt_i)$$

On appelle R_i^j la pseudo-distance en mètre entre le satellite j et le récepteur i :

$$\begin{aligned} R_i^j &= c\Delta t_i^j = c(t_R^{GPS} - t_E^{GPS}) + c(dt^j - dt_i) \\ \Leftrightarrow R_i^j &= \rho_i^j + c(dt^j - dt_i) \end{aligned}$$

avec ρ_i^j la distance géométrique entre le satellite j à l'instant t_E^{GPS} et le récepteur i à l'instant t_R^{GPS} , et c la vitesse de la lumière dans l'atmosphère. On peut voir que la pseudo-distance prend en compte, en plus de la distance géométrique entre le satellite et le récepteur, la désynchronisation des horloges satellite et récepteur par le terme $c(dt^j - dt_i)$.

Si l'on prend en compte les retards dus à la propagation dans les couches atmosphériques (ionosphère et troposphère), on peut écrire :

$$R_i^j = \rho_i^j + c(dt^j - dt_i) + \Delta\rho_{i,iono}^j + \Delta\rho_{i,tropo}^j$$

avec $\Delta\rho_{i,iono}^j$ et $\Delta\rho_{i,tropo}^j$ les perturbations atmosphériques sur la pseudo-distance.

5.3 La phase

La **phase** de l'onde porteuse est la phase de battement obtenue entre la phase de la porteuse reçue (généralement, générée par le satellite) et la phase d'un signal générée par le récepteur. La mesure de phase se fait sur les ondes porteuses L_1 et L_2 de longueurs d'onde respectives 19,0 et 24,4 cm. Nous allons déterminer la mesure Φ_i^j entre un récepteur i et un satellite j .

Rappel

Une fonction sinusoïdale $x(t)$ d'amplitude A et de fréquence f s'écrit :

$$x(t) = A\cos(\omega(t - t_0) + \phi_0)$$

avec $\omega = 2\pi f$ la pulsation en radians par seconde,
 ϕ_0 la phase en radians à l'instant t_0 ,
 $\phi = 2\pi f(t - t_0) + \phi_0$ la phase en radians à l'instant t .

On exprime souvent la phase ϕ en cycles : $\phi(t) = f(t - t_0) + \frac{\phi_0}{2\pi}$. Un cycle correspond à une

période de temps et à une distance parcourue égale à la longueur d'onde $\lambda = \frac{c}{f}$.

Lorsque le récepteur compare la phase $\phi_i(t_{Ri})$ de son signal avec la phase $\phi^j(t_E^j)$ du signal émis par le satellite, il détermine un déphasage $\Delta\phi$ compris entre 0 et 1, c'est-à-dire la partie fractionnaire de la différence $\phi_i(t_{Ri}) - \phi^j(t_E^j)$. La différence de phase totale est :

$$\phi_i(t_{Ri}) - \phi^j(t_E^j) = \Delta\phi_i^j(t_{Ri}) + N_i^j(t_{Ri})$$

avec $N_i^j(t_{Ri})$ un nombre entier inconnu de cycles que le récepteur ne peut pas mesurer.

En plus du déphasage $\Delta\phi$, le récepteur détermine, à l'aide d'un compteur, le nombre entier de cycles du déphasage reçus depuis la première mesure. Ainsi, si t_1 est l'instant de la première mesure, pour toutes les autres mesures, et à condition que la réception du signal ne soit pas interrompue (pour ne pas perdre le nombre de cycles), on aura :

$$N_i^j(t_{Ri}) = N_i^j(t_1) + n(t_{Ri})$$

avec $n(t_{Ri})$ le nombre de cycles comptés à l'instant t_{Ri} depuis l'instant t_1 de la mesure initiale. On peut donc écrire :

$$\Delta\phi_i^j(t_{Ri}) = \phi_i(t_{Ri}) - \phi^j(t_E^j) - [N_i^j(t_1) + n(t_{Ri})]$$

Pour un satellite donné et un récepteur donné, la quantité $N_i^j(t_1)$ est la même pour toutes les mesures à condition que le signal ne soit pas interrompu (Figure 38). On appelle cette quantité **ambiguïté entière**, notée plus simplement par la suite N_i^j . On peut donc écrire la **mesure de phase** Φ_i^j :

$$\Phi_i^j = \Delta\phi_i^j(t_{Ri}) + n(t_{Ri}) = \phi_i(t_{Ri}) - \phi^j(t_E^j) - N_i^j$$

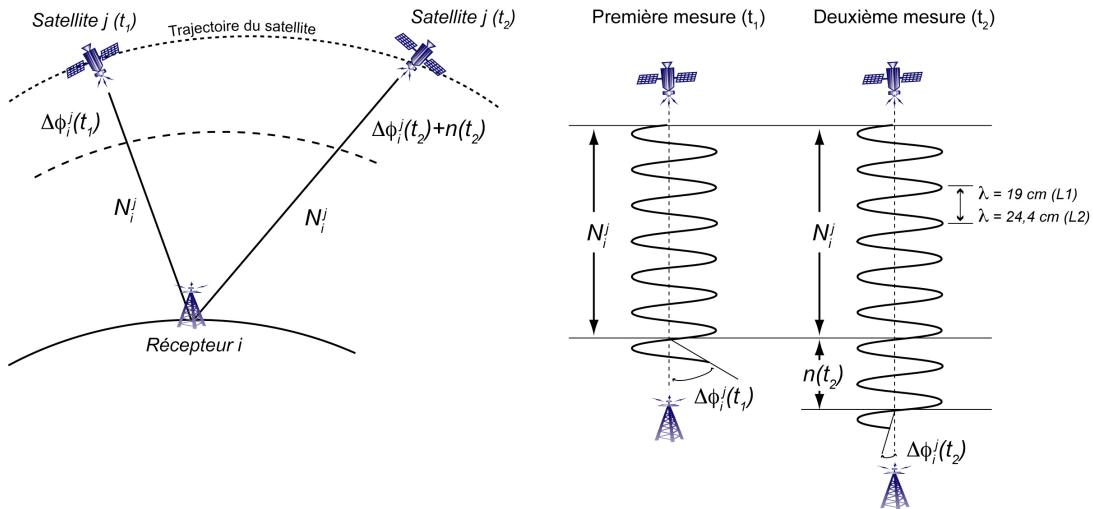


Figure 38 : Interprétation géométrique de la mesure de phase et de l'ambiguïté entière.

Par définition (voir encadré de rappel), on a :

$$\begin{aligned} \phi_i(t_{Ri}) &= f(t_{Ri} - t_0) + \frac{\phi_0}{2\pi} \\ \phi^j(t_E^j) &= f(t_E^j - t_0) + \frac{\phi_0}{2\pi} \end{aligned} \quad \text{d'où} \quad \phi_i(t_{Ri}) - \phi^j(t_E^j) = f(t_{Ri} - t_E^j)$$

donc

$$\Phi_i^j = f(t_{Ri} - t_E^j) - N_i^j$$

On doit prendre en compte la désynchronisation des horloges par rapport au temps GPS :

$$t_{Ri} = t_R^{GPS} - dt_i$$

$$t_E^j = t_E^{GPS} - dt^j$$

La mesure de phase s'écrit donc :

$$\Phi_i^j = f(t_R^{GPS} - t_E^{GPS}) + f(dt^j - dt_i) - N_i^j$$

$$\Leftrightarrow \Phi_i^j = f \frac{\rho_i^j}{c} + f(dt^j - dt_i) - N_i^j$$

$$\Leftrightarrow \lambda \Phi_i^j = \rho_i^j + c(dt^j - dt_i) - \lambda N_i^j$$

Le récepteur mesure en continu :

- la partie décimale du déphasage $\Delta\phi_i^j(t)$,
- la valeur du compteur de cycles $n(t)$, nombre de cycles entiers depuis la première mesure.

L'ambiguïté entière N_i^j , qui représente le nombre de cycles entiers au moment de la première mesure, est inconnue. Elle reste la même tant qu'il n'y a pas de coupure du signal entre le satellite et le récepteur. En cas de coupure du signal, elle change de valeur : on parle alors de saut de cycle.

6. Les types de positionnement

6.1 Positionnement absolu

Le type de positionnement dont il était question jusqu'à présent était réalisé avec un seul récepteur : seules les observations recueillies par un récepteur contribuent à la détermination de sa position. C'est le **positionnement absolu** (Figure 39).

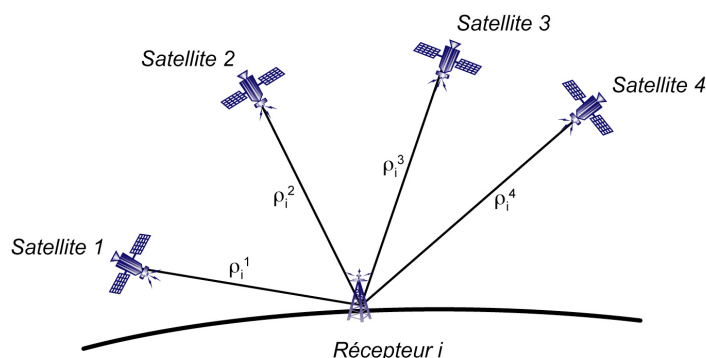


Figure 39 : Principe du positionnement absolu. Plusieurs satellites contribuent à la détermination de la position d'un seul récepteur.

Depuis la levée de l'accès sélectif (SA) par le gouvernement américain en mai 2000, la précision théorique du positionnement absolu est passée de ± 100 m (dans 95% des cas) à environ ± 20 m. Grâce à l'utilisation d'éphémérides précises (voir paragraphe 8.1) et de

corrections d'horloges calculées par le service IGS (*International GNSS⁸ Service*), la précision du positionnement absolu peut atteindre quelques dizaines de centimètres.

6.2 Positionnement relatif

Un moyen efficace de réduire les erreurs inhérentes au GPS, comme les erreurs d'orbites, de propagation, d'horloges ou liées aux dégradations volontaires, est le **positionnement relatif**. Le principe est de recueillir simultanément des observations à un récepteur localisé à une station de référence dont les coordonnées sont connues (Figure 40).

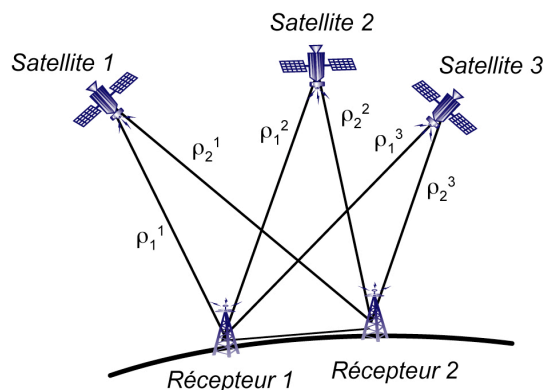


Figure 40 : Principe du positionnement relatif. L'un des deux récepteurs sert de station de référence pour la détermination de la position du deuxième récepteur.

Les mesures de distance effectuées à la station de référence sont comparées aux distances théoriques calculées à partir des positions connues de la station et des satellites. Les différences de distance représentent les erreurs de mesure et sont calculées pour chaque satellite et chaque époque d'observation. Elles deviennent ensuite les termes correctifs (appelées **corrections différentielles**) appliqués aux mesures de distance recueillies par le récepteur de mesure. De cette façon, les erreurs d'observations communes aux deux récepteurs sont éliminées, d'autant mieux que les deux stations sont plus rapprochées.

Le positionnement relatif peut se faire de deux manières : (1) en mode statique, où les deux récepteurs GPS sont fixes, ou (2) en mode dynamique, où l'un des récepteurs est mobile et l'autre sert de station de référence où seront calculées les corrections.

Les corrections peuvent se faire en temps différé, après l'acquisition (corrections *post-processing*) ou en temps réel. Dans ce cas, les corrections peuvent être envoyées de la station de référence à la seconde station par un équipement de transmission sans fil.

Les domaines d'utilisation sont très variés : on peut citer par exemple la navigation, l'établissement de réseaux de précision (géodésie, topographie, géophysique, etc). Nous détaillerons un peu plus les applications du GPS à la fin de ce chapitre.

Le GPS différentiel (ou DGPS) repose sur des procédés différentiels. Le positionnement que l'on veut déterminer sera en relation avec le positionnement effectué à la station de référence. Les erreurs communes aux deux points d'observations seront donc éliminées par des techniques différentielles simples : différences simples, doubles ou triples.

6.2.1 La simple différence

En observant simultanément le même satellite au même moment à partir de deux récepteurs, on accède à deux mesures de phase et on en fait la différence (Figure 41).

⁸ GNSS : Global Navigation Satellite System

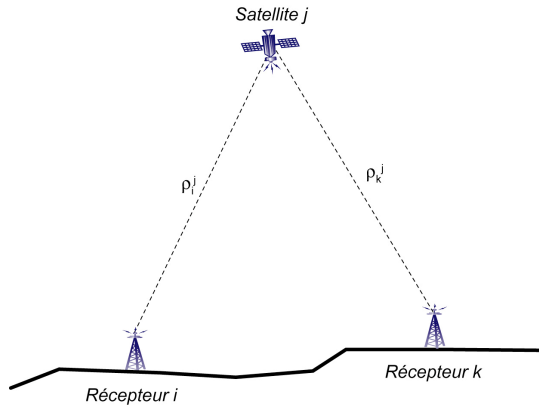


Figure 41 : Principe de la simple différence : deux récepteurs qui observent le même satellite au même moment permettent d'avoir deux mesures de phase dont on fait la différence.

On peut écrire la mesure de phase entre le satellite j et le récepteur i :

$$\Phi_i^j = f \frac{\rho_i^j}{c} + f(dt^j - dt_i) - N_i^j$$

et la mesure de phase entre le satellite j et le récepteur k :

$$\Phi_k^j = f \frac{\rho_k^j}{c} + f(dt^j - dt_k) - N_k^j$$

On fait la différence entre ces deux mesures de phase :

$$\Phi_{ik}^j = \Phi_k^j - \Phi_i^j = \frac{f}{c}(\rho_k^j - \rho_i^j) + f(dt_i - dt_k) - (N_k^j - N_i^j)$$

Grâce à cette simple différence, on a éliminé le biais d'horloge satellite dt^j .

6.2.2 La double différence

La double différence est généralement celle qui est utilisée dans les logiciels de traitement de données GPS. Si l'on observe simultanément deux satellites par deux récepteurs, on peut effectuer une double différence, c'est-à-dire la différence des simples différences effectuées sur chaque satellite (Figure 42).

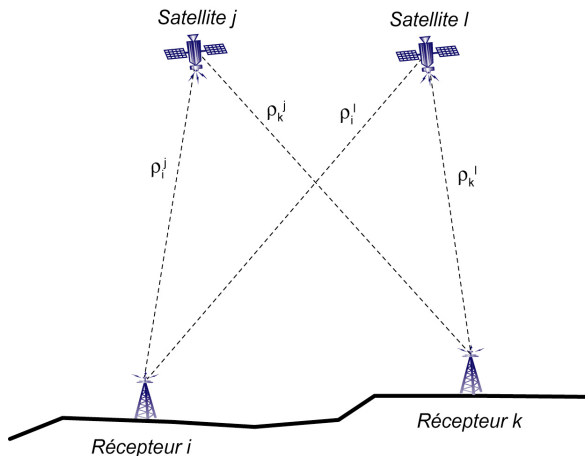


Figure 42 : Principe de la double différence : deux récepteurs qui observent deux mêmes satellite au même moment permettent d'avoir deux simples différences dont on fait la différence.

Les simples différences pour chaque satellite j et l peuvent s'écrire :

$$\Phi_{ik}^j = \Phi_k^j - \Phi_i^j = \frac{f}{c}(\rho_k^j - \rho_i^j) + f(dt_i - dt_k) - (N_k^j - N_i^j)$$

et

$$\Phi_{ik}^l = \Phi_k^l - \Phi_i^l = \frac{f}{c}(\rho_k^l - \rho_i^l) + f(dt_i - dt_k) - (N_k^l - N_i^l)$$

La double différence s'écrit donc :

$$\Phi_{ik}^{jl} = \Phi_{ik}^l - \Phi_{ik}^j = \frac{f}{c}(\rho_k^l - \rho_k^j + \rho_i^j - \rho_i^l) - (N_k^l - N_k^j + N_i^j - N_i^l)$$

On a éliminé par cette double différence les biais d'horloges satellite dt^j et récepteur dt_i .

6.2.3 La triple différence

Dans ce cas (Figure 43), on observe simultanément deux satellites à des époques différentes par deux récepteurs. On peut écrire les doubles différences aux deux époques tm et tn :

$$\Phi_{ik}^{jl,m} = \frac{f}{c}(\rho_k^{l,m} - \rho_k^{j,m} + \rho_i^{j,m} - \rho_i^{l,m}) - (N_k^{l,m} - N_k^{j,m} + N_i^{j,m} - N_i^{l,m})$$

et

$$\Phi_{ik}^{jl,n} = \frac{f}{c}(\rho_k^{l,n} - \rho_k^{j,n} + \rho_i^{j,n} - \rho_i^{l,n}) - (N_k^{l,n} - N_k^{j,n} + N_i^{j,n} - N_i^{l,n})$$

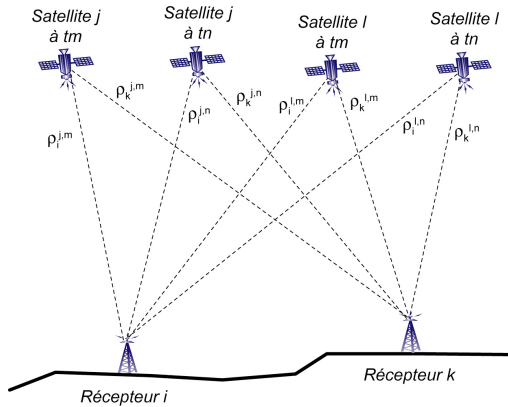


Figure 43 : Principe de la triple différence. C'est une différence de doubles différences à deux époques distinctes.

La triple différence est la différence des doubles différences correspondant à chacune des époques, si il n'y a pas de saut de cycles (les ambiguïtés restent inchangées aux deux époques différentes) :

$$\Phi_{ik}^{jl,mn} = \Phi_{ik}^{jl,n} - \Phi_{ik}^{jl,m} = \frac{f}{c}(\rho_k^{l,n} - \rho_k^{j,n} + \rho_i^{j,n} - \rho_i^{l,n} - \rho_k^{l,m} + \rho_k^{j,m} - \rho_i^{j,m} + \rho_i^{l,m})$$

La discontinuité introduite dans les triples différences par le saut de cycle va permettre de le détecter et de l'éliminer.

7. Les combinaisons de mesures

Avec un récepteur bi-fréquence, on obtient pour chaque époque une mesure de phase sur les deux fréquences (appelée Φ_1 et Φ_2) et des mesures de pseudo-distances $R_{1,C/A}$, $R_{1,P}$ et $R_{2,P}$. Pour s'affranchir de certaines sources d'erreurs, on utilise des combinaisons linéaires de phases ainsi que des combinaisons linéaires de phases et de pseudo-distances, qui augmentent malheureusement le bruit des mesures. Les combinaisons fréquemment utilisées dans les logiciels GPS sont :

- L_3 *ionosphere free* : $L_3 = \frac{1}{f_1^2 - f_2^2} (f_1^2 L_1 - f_2^2 L_2)$

Cette combinaison corrige les effets ionosphériques (voir paragraphe 8.3.2), mais donne une combinaison non entière des ambiguïtés.

- L_4 *geometry free* : $L_4 = L_1 - L_2$

Cette combinaison est indépendante des horloges récepteurs, des orbites et des coordonnées des stations.

- L_5 *wide-lane* : $L_5 = \frac{1}{f_1 - f_2} (f_1 L_1 - f_2 L_2)$

Cette combinaison a une longueur plus grande (plus de quatre fois la longueur des signaux porteurs) et est utilisée pour la résolution des ambiguïtés.

8. Les principales sources d'erreurs et leurs corrections associées

Les mesures du temps de propagation entre le satellite et le récepteur, et donc le calcul de la distance entre ces deux objets, sont entachées d'erreurs systématiques et aléatoires, d'origines diverses :

- les erreurs dues aux satellites (trajectoires, horloges),
- les erreurs dues aux récepteurs (horloges, bruit électronique, trajets multiples, variations du centre de phase),
- et les erreurs engendrés par la propagation du signal dans les couches atmosphériques (ionosphère et troposphère).

On peut également ajouter les erreurs relativistes. Certaines erreurs peuvent être compensées ou modélisées afin de les corriger, en fonction du type de récepteur utilisé et du mode de mesure. Voici un aperçu des sources d'erreurs et des manières de les prendre en compte, de les modéliser ou de les corriger.

8.1 Les erreurs d'orbites des satellites

Les positions des satellites sont calculées à partir des messages de navigation radiodiffusés, d'où le nom d'**orbites radiodiffusées**. Dans ces messages, on trouve les éléments orbitaux képlériens et les dérivées premières de ces éléments par rapport au temps. Les orbites radiodiffusées ont des précisions de l'ordre de 10 m et sont disponibles en temps réel. En positionnement relatif, ceci ne permet pas de garantir une détermination centimétrique pour une ligne de base de plus de 50 km. En positionnement absolu, l'erreur sur la position du satellite se répercute directement sur la position du récepteur : avec les éphémérides radiodiffusées en temps réel, on obtient un positionnement à quelques mètres près.

Pour avoir une meilleure précision, il faut donc utiliser les **orbites précises**, calculées par la NGA, accessibles en temps différé avec une précision centimétrique. Les éphémérides précises de l'IGS sont données sous la forme d'une position (X,Y,Z) du satellite dans le système ITRF⁹ toutes les 15 minutes. Pour calculer la position à l'instant d'observation on fait une interpolation en utilisant les polynômes de Lagrange.

En positionnement relatif, l'erreur radiale (dr) sur l'orbite entraîne une erreur de positionnement (db) sur la ligne de base (distance entre la station de référence et le récepteur, de longueur b) dont l'ordre de grandeur est donné par :

$$\frac{dr}{r} = \frac{db}{b}$$

⁹ ITRF : International Terrestrial Reference Frame

Pour une ligne de base de longueur $b = 10$ km, si l'erreur sur l'orbite du satellite est de $dr = 10$ m, et si le satellite se trouve à une distance $r = 20000$ km, alors l'erreur sur le positionnement db est de 5 mm.

8.2 Les erreurs dues au récepteur

8.2.1 Bruit électronique

Le bruit de la mesure est estimé à moins de 1% de la longueur d'onde du signal sur lequel se fait la mesure, dans le cas d'une mesure de phase comme dans celui d'une mesure de pseudo-distance.

8.2.2 Trajets multiples

Les signaux GPS peuvent être affectés par des problèmes de trajets multiples. Cette perturbation est observée quand le signal provenant du satellite n'arrive pas directement au récepteur, mais seulement après avoir été réfléchi sur des surfaces proches, comme des bâtiments, des arbres, des étendues d'eau, etc (Figure 44). Ces retards entraînés par des trajets parcourus plus longs sont à l'origine d'erreurs sur le calcul de la distance satellite-récepteur, de quelques dizaines de mètres pour une mesure sur les codes et inférieures à un cycle (19 ou 24,4 cm) pour une mesure de phase. Dans ce dernier cas, les multi-trajets peuvent perturber la résolution des ambiguïtés et entraîner des erreurs de résolution d'un ou deux cycles.

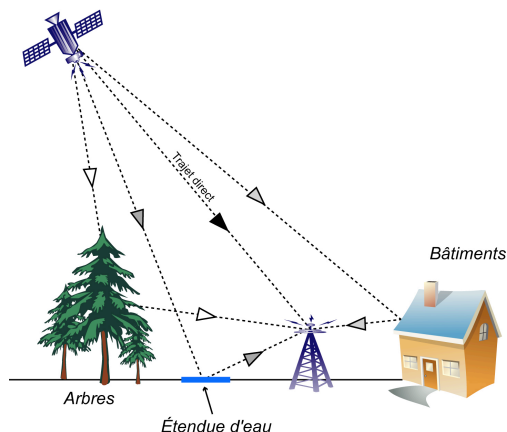


Figure 44 : Trajets multiples, source d'erreur sur la détermination de la position d'une station GPS.

Il n'y a aucune correction possible et seules des précautions sur le choix de l'emplacement des récepteurs GPS sont nécessaires. En prenant quelques dispositions, on peut s'affranchir des trajets multiples :

- par le choix des emplacements des stations, en évitant toute surface réfléchissante proche,
- par le choix d'antennes munies d'un plan absorbant ou de type Choke Ring,
- par le choix des satellites, les plus bas en élévation étant les plus sensibles aux trajets multiples.

8.2.3 Variations du centre de phase

Lors d'un positionnement relatif en GPS, les deux antennes sont installées et centrées sur les deux points qui forment les extrémités de la ligne de base à déterminer. Le centre de phase électrique est l'endroit où le signal émis par le satellite est capté par l'antenne réceptrice. Ce point est immatériel, sa localisation au millimètre près est très difficile et sa position dépend de l'angle d'incidence et de l'azimut du signal. Les écarts entre les centres

de phase électriques et les centres de phase géométriques peuvent atteindre plusieurs millimètres, voire plusieurs centimètres. On a besoin de connaître avec précision la position du centre de phase pour ramener la mesure à un point matérialisé au sol. Pour décrire la position du centre de phase, on mesure l'excentrement par rapport au centre de phase géométrique de l'antenne (ARP, *Antenna Reference Point*). L'erreur d'observation due à la variation du centre de phase est représentée par la résultante des projections, sur le vecteur géométrique satellite-antenne, de l'erreur du centre de phase moyen et l'erreur de la résiduelle du centre de phase, qui est l'écart entre le centre de phase moyen et le centre de phase instantané (Figure 45).

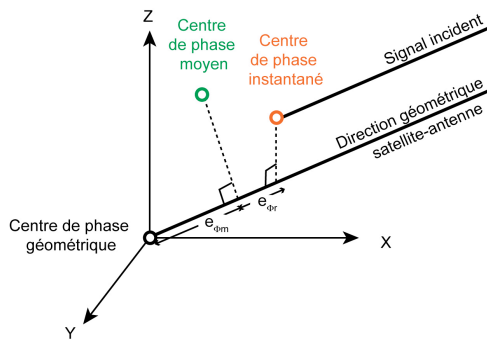


Figure 45 : Géométrie de la variation du centre de phase (d'après Akrou et al. 2003).

Pour s'affranchir de cette erreur, on peut procéder à une calibration de chaque antenne, afin d'établir une cartographie précise de la position du centre de phase en fonction de l'élévation et l'azimut du signal incident. Cette fonction devra être appliquée à chaque mesure de phase. En pratique, ces calibrations sont extrêmement difficiles à réaliser. On peut aussi utiliser les mêmes antennes à des distances inférieures à quelques dizaines de kilomètres, et les orienter toutes dans la même direction (le Nord par exemple), pour que toutes les corrections soient identiques et s'éliminent d'elles-mêmes dans un calcul différentiel.

8.3 La propagation du signal dans les couches atmosphériques

Lors de son trajet depuis le satellite jusqu'au récepteur, le signal GPS traverse l'atmosphère terrestre, et en particulier deux couches, l'ionosphère et la troposphère. Ces deux milieux sont à l'origine d'erreurs sur la détermination de la position, que nous allons détailler.

8.3.1 Rappel sur la vitesse de propagation de phase et de groupe

Afin de déterminer les erreurs liées à la propagation du signal GPS dans l'ionosphère et la troposphère, on rappelle ici quelques notions. Une onde est une perturbation qui se déplace dans un milieu. Il est possible de lui associer deux vitesses d'onde : la vitesse de phase et la vitesse de groupe. La **vitesse de phase** est la vitesse à laquelle se propage, par simple translation, une onde sinusoïdale dans un milieu homogène. Elle correspond au déplacement des fronts d'ondes. Les ondes porteuses L_1 et L_2 se propagent avec cette vitesse de phase. La **vitesse de groupe** correspond au déplacement de l'enveloppe de l'onde et traduit donc la vitesse de propagation de l'énergie. Pour une onde électromagnétique de fréquence f , de longueur d'onde λ , de pulsation ω et de nombre d'onde k , la vitesse de sa phase est :

$$v_{ph} = \frac{\omega}{k} = \frac{2\pi f}{\left(\frac{2\pi}{\lambda}\right)} = \lambda f$$

On peut définir une vitesse de groupe d'onde pour un groupe d'ondes de fréquence sensiblement différentes par :

$$v_{gr} = \frac{d\omega}{dk} = \frac{2\pi df}{\left(-\frac{2\pi}{\lambda^2}\right)d\lambda} = -\frac{df}{d\lambda} \lambda^2$$

C'est cette vitesse de groupe que l'on doit prendre en compte pour les mesures de pseudo-distances sur les codes. On peut établir une relation entre la vitesse de phase et la vitesse de groupe. En différenciant l'expression de la vitesse de phase, on obtient :

$$\begin{aligned} dv_{ph} &= f d\lambda + \lambda df \\ \Leftrightarrow \frac{df}{d\lambda} &= \frac{1}{\lambda} \frac{dv_{ph}}{d\lambda} - \frac{f}{\lambda} \\ \Leftrightarrow -\lambda^2 \frac{df}{d\lambda} &= -\lambda \frac{dv_{ph}}{d\lambda} + \lambda f \\ \Leftrightarrow v_{gr} &= -\lambda \frac{dv_{ph}}{d\lambda} + f \lambda \\ \Leftrightarrow v_{gr} &= v_{ph} - \lambda \frac{dv_{ph}}{d\lambda} \end{aligned}$$

La vitesse de propagation d'une onde dans un milieu dépend de l'indice de réfraction n de ce milieu :

$$v = \frac{c}{n}$$

avec c la vitesse de la lumière dans le vide et n l'indice de réfraction de l'air. En introduisant un indice de réfraction pour la vitesse de phase et un indice de réfraction pour la vitesse de groupe, on peut donc écrire l'expression pour les vitesses de phase et de groupe :

$$\begin{aligned} v_{ph} &= \frac{c}{n_{ph}} \\ v_{gr} &= \frac{c}{n_{gr}} \end{aligned}$$

On peut écrire n_{ph} comme :

$$n_{ph} = \frac{c}{v_{ph}} = \frac{c}{\lambda f}$$

En différenciant, on obtient étape par étape :

$$\begin{aligned} dn_{ph} &= \frac{-c}{\lambda f^2} df - \frac{c}{\lambda^2 f} d\lambda \\ \Leftrightarrow \frac{dn_{ph}}{df} &= \frac{-c}{\lambda f^2} - \frac{c}{\lambda^2 f} \frac{d\lambda}{df} \\ \Leftrightarrow \frac{dn_{ph}}{df} &= \frac{-c}{f(\lambda f)} + \frac{c}{f} \left(-\frac{1}{\lambda^2} \frac{d\lambda}{df} \right) \\ \Leftrightarrow \frac{dn_{ph}}{df} &= \frac{-c}{f v_{ph}} + \frac{c}{f} \frac{1}{v_{gr}} \end{aligned} \quad \begin{aligned} \Leftrightarrow f \frac{dn_{ph}}{df} &= \frac{-c}{v_{ph}} + \frac{c}{v_{gr}} \\ \Leftrightarrow f \frac{dn_{ph}}{df} &= -n_{ph} + n_{gr} \\ \Leftrightarrow n_{gr} &= n_{ph} + f \frac{dn_{ph}}{df} \end{aligned}$$

Pour un milieu non dispersif, l'indice de réfraction est indépendant de la fréquence et les deux indices, pour la phase et le groupe, sont donc égaux.

8.3.2 L'ionosphère

L'ionosphère est une couche de l'atmosphère terrestre comprise entre 50 et 1000 km d'altitude (Figure 46).

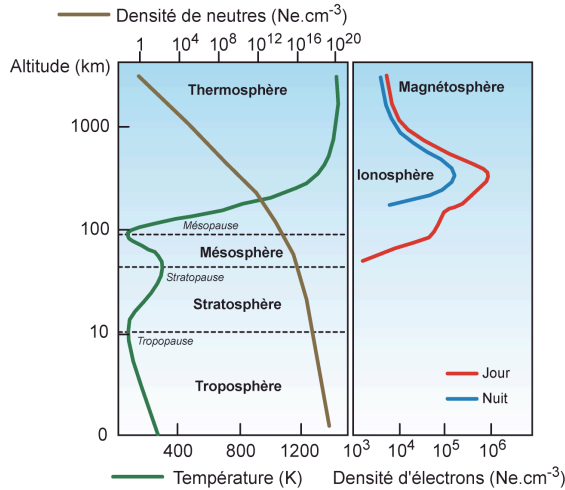


Figure 46 : Variations de température et de densité électronique au sein de l'atmosphère.

(modifié d'après http://www-dase cea.fr/public/dossiers_thematiques/atmosphere-ionosphere=_perturbations_et_couplages/description.html)

C'est un milieu dispersif, ionisé par les radiations solaires. L'agitation solaire est fonction de la latitude (elle est plus importante à l'équateur et aux pôles), de l'activité solaire (de pseudo-cycle d'environ 11 ans), de la période de l'année, du moment de la journée (jour ou nuit). L'effet sur la mesure de la distance en GPS varie de 0 à 15 m à la verticale et peut atteindre 50 m aux basses élévations.

L'indice de réfraction ionosphérique n_{ph} pour la phase du signal GPS peut être modélisé par le développement suivant :

$$n_{ph} = 1 + \frac{c_2}{f^2} + \frac{c_3}{f^3} + \frac{c_4}{f^4} + \dots$$

avec c_2, c_3, c_4, \dots des coefficients qui ne dépendent que de Ne, le nombre d'électrons par m^3 le long du trajet. On approxime cet indice en tronquant le développement précédent :

$$n_{ph} = 1 + \frac{c_2}{f^2}$$

En différenciant par rapport à f , on obtient :

$$dn_{ph} = -\frac{2c_2}{f^3} df$$

$$\text{or } n_{gr} = n_{ph} + f \frac{dn_{ph}}{df}$$

$$\text{donc } n_{gr} = 1 + \frac{c_2}{f^2} - f \frac{2c_2}{f^3} \approx 1 - \frac{c_2}{f^2}$$

On remarque donc que l'indice de phase et l'indice de groupe diffèrent de l'unité de la même quantité mais dans le sens inverse. Le coefficient c_2 est estimé à $-40,3 \text{ Ne (Hz}^2\text{)}$, on constate donc que $n_{gr} > n_{ph}$ et donc $v_{gr} < v_{ph}$, ce qui signifie un retard sur les mesures de pseudo-distances et une avance sur les mesures de phases. Les distances sont donc trop longues

en mesures de pseudo-distances et trop courtes en mesures de phases par rapport à la distance géométrique.

En positionnement absolu, on peut éliminer cet effet en effectuant des mesures bi-fréquence ou en utilisant des modèles. Dans ce dernier cas, une erreur résiduelle importante existe toujours. En positionnement relatif, l'élimination de l'effet ionosphérique dépend de la distance entre le récepteur et la station de référence. Si elle est inférieure à 15 km environ (20 km dans les zones tempérées, 10 km dans les zones équatoriales ou polaires), on peut considérer que les chemins parcourus par le signal du satellite aux deux récepteurs sont très proches, traversent les mêmes couches et donc que l'effet est quasiment identique. Celui-ci est éliminé par doubles différences. Si les distances sont supérieures à 15 km, il faut utiliser des récepteurs bi-fréquence et former la combinaison de phases L_3 pour laquelle l'effet ionosphérique est éliminé.

8.3.3 La troposphère

La troposphère est la couche de l'atmosphère en contact avec la surface terrestre, dont l'épaisseur varie entre 7 et 14 km selon l'endroit sur Terre où l'on se trouve (Figure 46). C'est un milieu non dispersif pour les ondes de fréquence inférieure à 30 GHz, ce qui est le cas des signaux GPS. La réfraction est alors indépendante de la fréquence et de la mesure (code ou phase). L'écart troposphérique est d'environ deux mètres si le satellite se trouve au zénith et peut atteindre une trentaine de mètres pour des élévations de l'ordre de 5° . Cet écart dépend de la température, de la pression, de l'humidité et de l'élévation du satellite.

La correction sur la distance est donnée par :

$$\delta\rho^{tropo} = \int (n - 1) ds = 10^{-6} \int N^{tropo} ds$$

n est l'indice de réfraction troposphérique et N^{tropo} le co-indice. L'intégration se fait sur le trajet total parcouru dans la troposphère. Le co-indice de réfraction peut s'écrire sous la forme d'une somme de deux co-indices, N_d^{tropo} représentant la partie sèche, N_w^{tropo} la partie humide :

$$N^{tropo} = N_d^{tropo} + N_w^{tropo}$$

La partie sèche représente 90% de la réfraction troposphérique. Les deux co-indices sont estimés à partir des relations suivantes (Duquenne et al, 2005) :

$$N_d^{tropo} = 77,64 \frac{p}{T}$$

$$\text{et } N_w^{tropo} = -12,96 \frac{e}{T} + 3,718 \cdot 10^{-5} \frac{e}{T^2}$$

avec p la pression atmosphérique en hectopascals, T la température en Kelvin et e la pression partielle de vapeur d'eau. On peut alors écrire :

$$\delta\rho^{tropo} = \delta\rho_d + \delta\rho_w = 10^{-6} \int N_d^{tropo} ds + 10^{-6} \int N_w^{tropo} ds$$

Le retard troposphérique est fonction de la distance parcourue par l'onde dans la troposphère et de la distance zénithale D_z du satellite. On peut écrire :

$$\delta\rho = MF(D_z) \delta\rho^0$$

avec $MF(D_z)$ une fonction de projection (*mapping function*) et $\delta\rho^0$ le retard à la verticale du récepteur appelé délai ou retard zénithal.

On peut utiliser différentes fonctions de projections pour la partie sèche et pour la partie humide. Le plus souvent on utilise :

$$MF(Dz) = \frac{1}{\cos(Dz)}$$

En pratique, l'intégration le long du trajet parcouru dans la troposphère est impossible. On utilise alors des modèles troposphériques, dont les paramètres sont la température, la pression, l'humidité et l'élévation du satellite. On peut citer entre autres Saastamoinen (1972), Hopfield (1969), Goad et Goodman (1974), etc. L'existence de ces nombreux modèles est due à la difficulté de modéliser la composante humide de la réfraction troposphérique qui ne représente que 10% de la perturbation totale.

Certains logiciels permettent d'appliquer ces modèles aux calculs de positions. Une autre solution consiste à considérer un modèle comme une valeur approchée de la correction et à déterminer, dans les calculs des lignes de base GPS, des paramètres de délais troposphériques zénithaux pour chaque station sous la forme d'une constante pour des intervalles de temps définis. En positionnement relatif, si les conditions météorologiques aux deux récepteurs sont voisines et si la dénivelée est faible, le biais troposphérique est quasiment annulé par doubles différences. L'effet du biais troposphérique affecte principalement la détermination de la composante verticale et reste la première cause de la limitation de la précision sur cette composante.

8.4 Les effets relativistes

La relativité restreinte implique que le temps ne s'écoule pas de la même façon dans le référentiel du satellite, étant donné la grande vitesse du satellite (3,8 km/s) par rapport au référentiel du récepteur. La relativité générale explique, à cause de la plus faible gravité au niveau des satellites, l'écoulement du temps plus rapide que celui du récepteur. Les effets de la relativité restreinte et de la relativité générale ont un rôle pris en compte dans la synchronisation des horloges.

8.5 Synthèse des erreurs et ordres de grandeurs

Toutes ces sources d'erreurs engendrent des perturbations sur la détermination de la distance satellite-récepteur et par conséquent sur la détermination de la position du récepteur (Tableau 5). Ces erreurs sont certes nombreuses et engendrent des perturbations pouvant atteindre quelques centimètres. Dans la mesure où, dans le cadre de cette étude, on veut mesurer des mouvements centimétriques, il faut essayer de les corriger le mieux possible voire de les annuler.

Erreur	Erreur radiale sur la distance satellite-récepteur (dr)	Erreur sur le positionnement (db)			Prise en compte ou correction
		Indépendant de la ligne de base	Ligne de base de longueur b=1 km	Ligne de base de longueur b=100 km	
Orbites					
radiodiffusées (temps réel)	160 cm (dt = 7 ns)	*	< 1 mm	8 mm	Ephémérides
ultra-rapides (temps réel)	10 cm (dt = 5 ns)	*	< 1 mm	< 1 mm	
ultra-rapides (3 h)	< 5 cm (dt = 0,2 ns)	*	< 1 mm	< 1 mm	
rapides (17 h)	< 5 cm (dt = 0,1 ns)	*	< 1 mm	< 1 mm	
précises (13 j)	< 5 cm (dt < 0,1 ns)	*	< 1 mm	< 1 mm	
Bruit					
Code C/A	3 m	*	< 1 mm	< 1,5 cm	Soigner l'instrumentation
Code P	30 cm	*	< 1 mm	< 1 mm	
Phase	2,5 mm	*	< 1 mm	< 1 mm	
Multi-trajets					
Codes	Quelques dizaines de mètres	*	*	*	Précautions sur l'emplacement des stations Longues sessions
Phase	< 25 cm	*	*	*	
Variations du centre de phase du récepteur					
	*	Quelques centimètres	*	*	Tables Construction d'abaques
Ionosphère					
	0 à 50 m	*	*	*	Bi-fréquence Modèles Doubles différences sur courtes lignes de base
Troposphère					
	0 à 30 m	*	*	*	Modèles troposphériques
Effets relativistes					
	Quelques millimètres	*	< 1 mm	< 1 mm	Correction de datation, d'horloges ou de fréquences, de courbure du trajet

Tableau 5 : Synthèse des erreurs sur le calcul de la distance satellite-récepteur et sur le positionnement par GPS et de leurs prises en compte/corrections possibles. Les temps entre parenthèses indiqués pour les orbites représentent la disponibilité de ces données (TR : temps réel, dt = précision des horloges satellites).

9. Les autres systèmes de positionnement par satellite

Le GPS use d'un quasi monopole dans le domaine de la navigation et du positionnement par satellites. Mais il existe d'autres systèmes, opérationnels ou en développement. Dans ce paragraphe, nous présentons ces différents systèmes : le GLONASS russe, les systèmes en développement chinois BEIDOU et indien IRNSS, et le projet européen GALILEO.

9.1 Le russe GLONASS

9.1.1 Historique du système

GLONASS (en russe ГЛОНАСС est un acronyme pour *ГЛОбальная НАвигационная Спутниковая Система*, ce qui signifie **GLO**bal'naya **NA**vigatsionnaya **S**putnikovaya **S**istema) est le nom du système de positionnement par satellite actuellement utilisé par les Russes. Le programme GLONASS a vu le jour durant la Guerre Froide, dans les années 1980. Les 24 satellites de la constellation furent placés en orbite le 24 septembre 1995. Les derniers satellites ont été opérationnels à partir de janvier 1996. Mais le chute de l'Union Soviétique a entraîné une baisse constante des crédits alloués au système GLONASS. En octobre 2000, six satellites seulement étaient en état de fonctionner. Devant l'urgence de la situation, les autorités russes ont lancé deux nouvelles générations de satellites, progressivement mis en orbite. Le 30 mai 2009, 17 satellites sont opérationnels. Il faut 18 satellites pour couvrir la totalité de l'immense territoire russe. Les 24 satellites du système GLONASS seront entièrement déployés en 2010, pour couvrir toute la surface du globe. A l'avenir, le système comprendra 30 satellites. Un décret du président russe du 18 mai 2007 rend accessibles, gratuitement et sans restriction, les signaux civils de GLONASS.

9.1.2 Composition du système

Ces 24 satellites sont répartis sur trois plans orbitaux (8 satellites par plan) inclinés de $64,8^\circ$ par rapport à l'équateur, à une altitude de 19100 km. Ils gravitent autour de la Terre en 11 heures 15 minutes et 44 secondes. A la différence du GPS, les satellites GLONASS se retrouvent à la même place dans le ciel après 8 jours sidéraux. La partie au sol se compose de 5 stations de contrôle dont la principale se trouve à Krasnoznamensk, dans la région de Moscou. Chaque satellite possède sa propre fréquence :

$$f = (1602 + S * 0,562) \text{ MHz}$$

avec S le numéro du satellite. La résistance au brouillage intentionnel est améliorée grâce à ce décalage en fréquence par satellite.

9.1.3 Coopération avec les autres systèmes de positionnement

La Russie aimerait coopérer au futur système de navigation de positionnement de l'Union Européenne, Galiléo. Le système russe ne serait cependant pas abandonné, mais Galiléo serait son complément à partir de son entrée en service, prévue pour 2013. Des discussions fructueuses concernant également l'interopérabilité entre GLONASS et GPS. Il est possible aujourd'hui de trouver sur le marché des récepteurs qui peuvent voir les satellites des deux systèmes (comme les récepteurs Topcon installés au Maroc dans le cadre de cette étude).

9.2 Le chinois BEIDOU

BEIDOU est le nom du projet chinois de système de navigation et de positionnement par satellite, les Chinois souhaitant s'affranchir de la dépendance du GPS américain. Son nom vient du mandarin 北斗 (*běidǒu*), qui désigne, en astronomie chinoise, l'astérisme correspondant au "chariot" ou à la "casserole" de la constellation de la Grande Ourse. Ce projet a été initié en 1983 par la proposition de développer un système de navigation utilisant deux satellites géostationnaires¹⁰. Cette idée a été mise en pratique en 1989 et le test avec deux satellites de communication a montré que la précision de ce système à deux

¹⁰ *Orbite géostationnaire : orbite située à 35786 km d'altitude, dans le plan équatorial et d'une excentricité orbitale nulle.*

satellites était comparable à celle du GPS. Le programme BEIDOU est officiellement lancé en 1993. A terme, le système sera composé de cinq satellites géostationnaires et de trente satellites en orbite moyenne¹¹ qui devraient être compatibles avec les systèmes GPS, GLONASS et Galiléo. Actuellement, le système est composé de quatre satellites géostationnaires et d'un satellite en orbite moyenne. La précision est d'environ une trentaine de mètres. Le système une fois opérationnel proposera deux services : un service public, dont la précision serait inférieure à 10 m, et un service réservé, de précision inconnue.

9.3 L'indien IRNSS

L'IRNSS (*International Regional Navigation Satellite System*) désigne le système de navigation par satellite construit et contrôlé par le gouvernement indien. Il pourra fournir une position absolue avec une précision de 20 m à travers toute l'Inde et à une distance de 2000 km au delà des frontières. Ce système sera composé de sept satellites et une partie contrôle au sol. Trois satellites se trouveront en orbite géostationnaire et quatre satellites seront placés en orbite géosynchrone¹² inclinée de 29° par rapport au plan équatorial.

L'Inde compte lancer les premiers satellites en décembre 2009, afin d'avoir une constellation opérationnelle en 2012.

9.4 L'européen Galiléo

L'Europe lance officiellement le programme Galiléo le 26 mars 2002 et montre clairement sa volonté politique d'émancipation vis-à-vis de la tutelle technologique des Etats-Unis. Depuis le milieu des années 1990, le système américain GPS domine sans partage le marché de la navigation et du positionnement par satellite. En voulant développer son propre système, l'Europe entend mettre fin à cette dépendance. Ce choix est conforté par la mise en place d'une politique commune nécessitant des moyens propres d'observations, de télécommunications et de navigation.

Galiléo associe l'Union européenne, l'Agence Spatiale Européenne (ESA) et des partenaires industriels réunis au sein d'un consortium. La Commission européenne (CE) est le maître d'ouvrage du programme. L'ESA, par délégation de la CE, passe les contrats avec les industriels pour l'acquisition des satellites et des segments sol de contrôle et de mission.

9.4.1 Quelques dates clés

Le Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) entreprend des études au milieu des années 1980 afin d'améliorer le signal GPS. Avant cela, dès les années 1970, il effectua de nombreuses recherches dans les domaines de la navigation et de la localisation par satellite (Argos) avec des applications d'observation de la Terre (altimétrie grâce au système Doris).

Le projet Galiléo naît véritablement le 13 janvier 1999 avec l'adoption par le Parlement européen d'une résolution intitulée :

Vers un réseau transeuropéen de positionnement et de navigation, comprenant une stratégie européenne pour un système mondial de navigation par satellites

L'entreprise commune Galiléo voit le jour le 28 mai 2003. Les études préliminaires concernent les besoins des utilisateurs et des fournisseurs de services du futur système. Entre 2003 et 2011, les objectifs du programme doivent être consolidés, les satellites

¹¹ Orbite moyenne : orbite située à une altitude voisine de 20000 km.

¹² Orbite géosynchrone : orbite géocentrique sur laquelle un satellite se déplace dans le même sens que la Terre et dont la période orbitale est égale à la période de rotation sidérale de la Terre (23h 56min).

expérimentaux Giove-A (lancé le 28 décembre 2005) et Giove-B (lancé le 27 avril 2008) sont développés et mis en œuvre, les quatre premiers satellites et les stations au sol commencent à être développés, et le système en orbite doit être validé. En 2012-2013, les 26 autres satellites seront fabriqués, lancés par bloc, et les stations au sol du réseau seront mises en place. La mise en exploitation du système est espérée pour 2013.

9.4.2 Description du système

Trente satellites composeront la constellation du système Galiléo, dont 27 satellites opérationnels et 3 de réserve. Ces satellites seront placés sur des orbites circulaires à environ 23000 km d'altitude, sur des plans régulièrement espacés, inclinés de 56° par rapport à l'équateur. Sur chaque plan orbital, il y aura donc neuf satellites opérationnels et un satellite de réserve. Grâce à cette constellation dite de Walker, on aura une bonne précision de la position en tout point du globe grâce à une visibilité permanente d'au moins huit satellites. Chaque satellite aura à son bord une charge utile d'une centaine de kilos, avec des instruments de datation (deux types d'horloges atomiques) et des instruments de génération du signal pour la transmission des signaux de navigation.

Le secteur au sol comptera deux centres de contrôle pour la gestion des satellites et de la mission, situés en Allemagne et en Italie. Le siège du concessionnaire sera basé à Toulouse. Le centre "Sécurité à la vie" et un centre de support aux opérations seront basés en Espagne. La société responsable des opérations sera implantée à Londres. Enfin, une trentaine de stations de détection munies d'horloges au césium et dix stations de transmission de données satellitaires dites de liaison montante seront positionnées dans le monde. Tout ce dispositif à l'échelle européenne permettra la gestion de l'ensemble du système de navigation. Il aura pour missions la surveillance de l'intégrité des signaux, la détermination des positions orbitales des satellites et la synchronisation des horloges satellitaires et terrestres.

9.4.3 Les services de Galiléo

Une fois opérationnel, Galiléo proposera cinq niveaux de service :

- le service opérationnel qui permettra à tout utilisateur d'un récepteur Galiléo d'avoir accès librement et gratuitement à des données de positionnement, de navigation et de datation compatibles avec celles des systèmes américain GPS et russe GLONASS ;
- le service commercial, qui offrira, contre une redevance à l'opérateur Galiléo, de nombreux services à valeur ajoutée ;
- le service "Sécurité de la vie", en vue d'applications critiques sur le plan de la sécurité comme les transports aérien, maritime et terrestre ;
- le service PRS (*Public Regulated Service*), pour les utilisateurs d'applications gouvernementales sensibles et sécuritaires ;
- le service "Recherche et Sauvetage", qui permettra de localiser l'ensemble des balises Copsas/Sarsat¹³ 406MHz et de renvoyer un message d'acquittement vers les balises de détresse.

¹³ Les balises Copsas-Sarsat sont utilisées sur l'ensemble du globe et en particulier dans les régions les plus reculées et les reliefs accidentés. On les retrouve dans les pays étendus (Canada, Russie), les déserts chauds et froids (Sahara, Groenland, Arctique). Elles équipent aussi les grands raids d'aventures : le rallye Dakar, le Raid Gauloises, le Vendée Globe, etc.

11. Les utilisations et les applications du GPS

Le système GPS est utilisé dans de nombreuses applications, civiles, militaires ou scientifiques, avec des besoins en précision très variables d'une application à une autre.

Savoir où l'on est, savoir où l'on va. Le GPS a naturellement trouvé une application dans le positionnement et la navigation, qu'ils soient terrestres, maritimes, ou aériens. Les randonneurs l'ont rapidement adopté, sans pour autant abandonner la carte et la boussole. Pour les véhicules, le GPS permet de faire des calculs d'itinéraires, d'aider à la conduite et de gérer des flottes. Au début réservée aux professionnels de la route (chauffeurs routiers, taxis) ou aux services d'urgence (ambulances, police, pompiers), l'utilisation du système GPS s'est incroyablement démocratisé, pour se retrouver dans les automobiles grand public. Les entreprises de travaux publics ont des besoins en terme de topographie et ont trouvé dans le GPS un outil précieux, lors d'études de reconnaissance de chantier, des implantations préliminaires ou définitives, ainsi que pour le guidage des engins de terrassement.

Le GPS permet de mesurer la position d'un point à la surface de la Terre avec une précision centimétrique voire millimétrique. Cette potentialité a ouvert la voie à de nombreuses applications en sciences de la Terre :

- **la cartographie** : les géologues (les géophysiciens) peuvent positionner les affleurements (les mesures) avec plus de précision.
- **les études de la déformation de la Terre** :
 - ***l'étude de la tectonique des plaques à grande échelle*** : grâce à sa grande précision, à sa facilité de mise en œuvre, à un coût relativement faible, il est possible de collecter un grand nombre de données sur une zone donnée. La mesure répétée d'un point géodésique permet de calculer des déplacements et donc des vitesses. En mesurant les déplacements d'un ensemble de points (appelé réseau géodésique), on peut alors déterminer la déformation d'une zone donnée.
 - ***la surveillance de failles actives***, comme la faille de San Andreas ou la faille Nord-Anatolienne, zones à très fort risque sismique. La mesure de points répartis de part et d'autre des failles permet de déterminer les déplacements occasionnés par celles-ci, et donne des informations sur la profondeur de la fracture, la longueur des segments actifs, les zones à fort risque sismique. Le GPS permet également d'avoir accès au déplacement du sol total engendré par les séismes, information indispensable à la compréhension des mécanismes de la rupture.
 - ***la déformation des volcans*** : de la même façon que pour les séismes, des réseaux géodésiques de points judicieusement repartis sur un volcan en activité et mesurés en continu permettent de suivre les déformations dues à l'inflation magmatique, afin de quantifier les phénomènes éruptifs. L'amélioration de la connaissance de ces phénomènes pourrait permettre de faire des prédictions sur les éruptions à venir. Des volcans comme l'Etna (Sicile), le Piton de la Fournaise (Martinique), la Soufrière (Guadeloupe) ou encore le Merapi en Indonésie sont constamment surveillés grâce au GPS.
 - ***le rebond post-glaciaire***, engendré par la diminution de la masse d'une calotte glaciaire, est bien connu en Scandinavie, au Canada ou en Antarctique. Des mesures GPS ont été menées dans ces régions et ont

montré, malgré des interprétations parfois difficiles, d'impressionnants résultats.

- **la déformation hydrogéologique et hydrologique**, engendré par les variations de hauteur d'eau au sein des aquifères profonds et par les variations de charge des eaux continentales (eau, neige, glace).
- **les études atmosphériques et météorologiques** : grâce aux retards accumulés par les signaux lors de leur trajet dans l'ionosphère et la troposphère, le GPS permet également de mener des études sur la structure de l'atmosphère, comme les variabilités spatio-temporelles du contenu en vapeur d'eau ou la mesure du vent en altitude par radiosondages.

Toutes ces études profitent des nombreux avantages du système GPS : relatif faible coût, facilité d'implantation sur le terrain et précision millimétrique. Ces domaines d'études scientifiques ont grandement évolué depuis une quinzaine d'année, depuis la démocratisation du GPS.

Conclusions

Nous avons présenté les principes généraux du fonctionnement du système GPS, les stratégies de mesures, les précisions atteintes. Nous avons insisté sur les différentes et nombreuses sources d'erreurs qui perturbent la qualité du positionnement. Ces erreurs seront à prendre en compte avec méticulosité dans les traitements que nous effectuerons sur les différents sites d'études (Ploemeur en Bretagne et la plaine du Saïs au Maroc). En fonction des processus que nous voudrions mettre en évidence (processus hydrogéologiques profonds, processus hydrologiques de surface, surcharge, tectonique), en fonction des sources d'erreurs possibles, en fonction d'autres processus qui devront être pris en compte et corrigés (perturbation atmosphérique), nous devons adapter les stratégies de calcul et de traitement de nos données GPS afin d'obtenir des séries temporelles de coordonnées les plus précises possible, sachant que les processus de déformation qui nous intéressent sont *a priori* de faible amplitude. Dans le chapitre suivant, nous présenterons la méthodologie globale, en terme d'outils et d'objectifs, les tests effectués pour dégager une stratégie de calcul adaptée à ces objectifs et les résultats de la comparaison des deux logiciels de traitement de données GPS (TGO et GAMIT).

CHAPITRE 3

METHODOLOGIE GLOBALE OBJECTIFS ET OUTILS

CHAPITRE 3 : METHODOLOGIE GLOBALE - OBJECTIFS ET OUTILS

L'objectif principal de ce travail est la mesure de la déformation sur des sites où peuvent se combiner différents processus de déformation. En fonction du processus étudié, c'est à dire des caractéristiques spatiales et temporelles de la déformation qu'il engendre, nous avons mis en place différentes stratégies avec un choix particulier d'un réseau GPS et des lignes de base courtes. La déformation est suivie à l'aide de stations GPS installées sur site ou appartenant à des réseaux permanents, avec des traitements en ligne de base pure (entre deux stations) ou en réseau (comprenant plusieurs stations). Les logiciels de traitement GPS GAMIT et GLOBK développés au MIT, les différentes étapes des calculs et les fichiers importants sont présentés. Puis les stratégies de calcul mises en œuvre ainsi que les différents tests effectués pour valider ces stratégies sont détaillées : construction d'une série temporelle, comparaison ligne de base/réseau, durée de la session de calcul. Enfin, les premiers résultats obtenus avec GAMIT/GLOBK ont été comparés avec ceux obtenus lors de traitements antérieurs avec le logiciel constructeur de Trimble, TGO. Cette comparaison permettra d'étudier la cohérence des signaux de déformation entre ces deux logiciels, dont les applications sont un peu différentes.

Dans ce chapitre, nous présentons rapidement les deux sites d'études, la Bretagne Sud et plus particulièrement l'aquifère cristallin de Ploemeur d'une part, et le Bassin du Saïs au Maroc d'autre part, en rappelant les processus qui nous intéressent dans ces deux zones (les descriptions des contextes géologiques, tectoniques, hydrogéologiques ainsi que l'étude complète de ces deux sites seront détaillées en détail dans les chapitres 4 et 5), ceci afin de comprendre les stratégies utilisées dans ce travail et de visualiser les tests effectués.

1. Que peut-on faire avec des données GPS?

Avant d'introduire succinctement les zone d'études et de détailler de façon technique comment fonctionnent les logiciels GAMIT et GLOBK, nous présentons de manière générale ce qu'il est possible de faire avec des données GPS : l'estimation de positions combinées et de vitesses, le calcul de séries temporelles, et la définition de systèmes de référence terrestres.

1.1 Objectif principal du GPS et définition de quelques termes

L'objectif initial du GPS est d'obtenir une position d'un récepteur situé à la surface de la Terre ou dans l'espace. Le principe de la mesure et les différentes erreurs dans la mesure GPS ont été présentés en détail dans le chapitre 2. Afin d'éviter toute confusion, nous détaillons dans ce paragraphe quelques termes dont nous allons nous servir par la suite.

Le ***pas d'échantillonnage d'acquisition*** est l'intervalle de temps entre deux mesures GPS, généralement égal à 30 ou 60 s. A partir de ces données, on peut déterminer une ***position combinée***, qui est grosso modo une position moyenne valable sur l'intervalle de temps couvert par les données, appelé ***durée d'acquisition***. Plus cette durée d'acquisition est longue, plus la précision sur le calcul de la position est bonne. Généralement, les calculs se font sur des ***sessions*** de 24 heures, les fichiers de données GPS étant stockés par les récepteurs et dans les bases de données sous la forme de fichiers journaliers. Nous disposons alors d'une position par jour (***pas d'échantillonnage***). Ces fichiers journaliers peuvent être découpés sur des sessions plus courtes de quelques heures en fonction des processus étudiés.

A partir de la détermination de cette position, on peut :

- estimer des positions combinées sur des périodes d'acquisition espacées dans le temps et estimer des vitesses de déformation,

- calculer des séries temporelles qui représentent l'évolution des positions dans le temps à un pas d'échantillonnage donné,
- définir des systèmes de référence terrestres.

Les deux premiers points peuvent donner lieu à deux types de calcul : en **ligne de base** ou en **réseau**. Dans le cas d'une ligne de base, on calcule les variations de positions d'une station relativement à une autre qui sert de référence. Dans le cas d'un calcul réseau, qui est en fait un calcul de plusieurs lignes de base, on calcule les variations de positions des stations GPS constituant ce réseau dans un système de référence défini.

Dans les paragraphes suivants, nous détaillons les trois objectifs du GPS, qui sont choisis en fonction de l'objectif de l'étude menée et en fonction des processus visés.

1.2 Estimation de positions combinées et de vitesses

L'acquisition des données GPS peut se faire sur des périodes d'acquisition de durée variable (quelques jours à quelques mois) espacées dans le temps, avec des stations temporaires, semi-permanentes ou permanentes¹⁴.

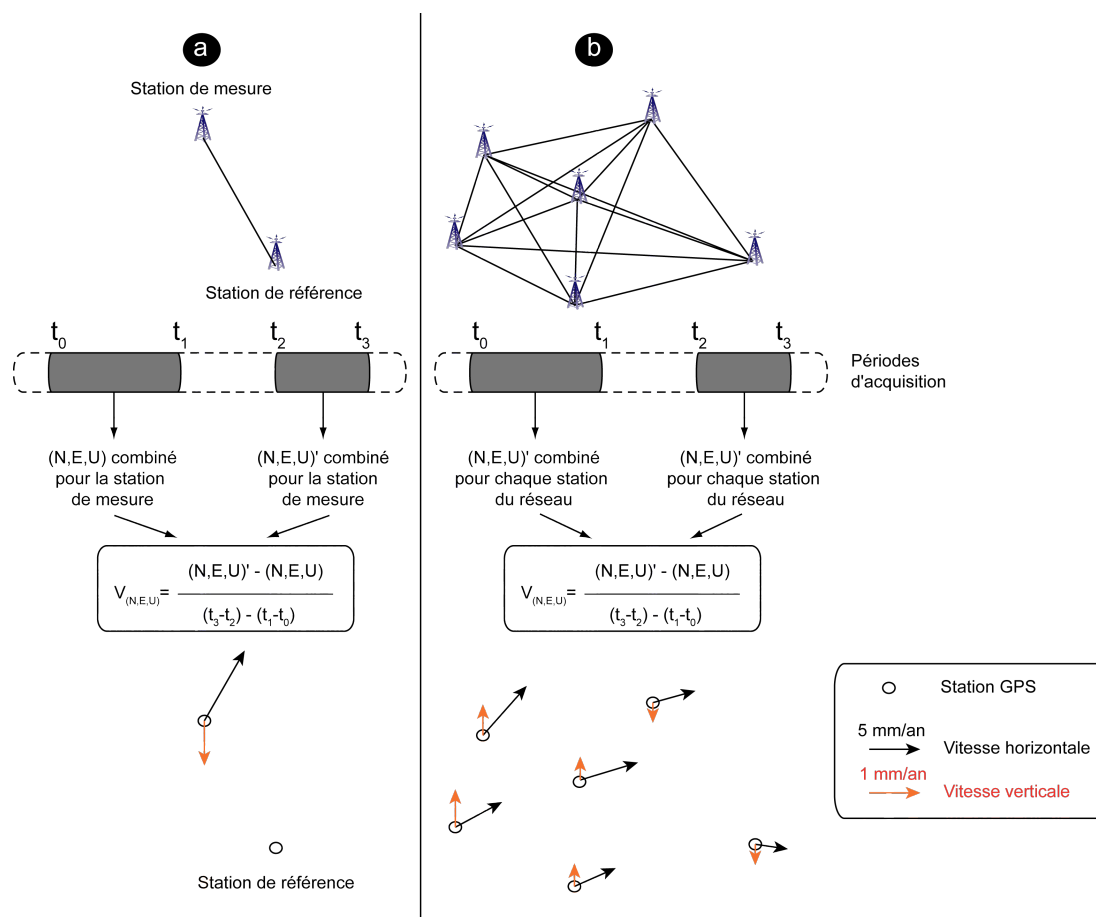


Figure 47 : Principe de détermination de positions combinées et de vitesses de déplacement de stations GPS : a) pour une ligne de base pure ; b) pour un calcul réseau. Les flèches représentent les vecteurs déplacement entre les deux périodes de mesures.

Pour chaque période de mesure, il est possible de calculer une position combinée sur toute la durée de la session. Cette position est une moyenne pondérée des positions combinées

¹⁴ Les stations GPS temporaires sont appelées à rester sur zone le temps de l'expérience, les semi-permanentes jusqu'à plusieurs mois, et les permanentes continuellement (pour toute la durée de vie du récepteur).

journalières et peut servir de position de référence à une époque généralement située au milieu de la période d'acquisition (appelée donc époque de référence). Cette position peut, par exemple, être définie par des coordonnées (N, E, U) dans le système North, East, Up. Ces positions sont soit relatives par rapport à une station de référence dans le cas d'un calcul en ligne de pure (Figure 47a) soit rattachées à un système de référence dans le cas d'un calcul réseau (Figure 47b). Avec plusieurs périodes de mesure espacées dans le temps, on peut alors calculer des vitesses de déplacement $V_{(N, E, U)}$, à partir des positions combinées (N, E, U) et (N, E, U)' et des intervalles de temps entre les périodes de mesures (t_3-t_2) et (t_1-t_0) (Figure 47). Ces vitesses sont souvent représentées dans les études par des flèches, une pour le déplacement horizontal et une pour le déplacement vertical. Encore une fois, elles sont soit relatives par rapport à une station de référence dans le cas d'un calcul en ligne de pure (Figure 47a) soit relatives à un système de référence défini par les stations du réseau dans le cas d'un calcul réseau (Figure 47b).

Les études tectoniques sont typiquement traitées de la sorte dans une optique de détermination de vitesses de déformation, grâce à des mesures successives et espacées dans le temps de réseaux de stations GPS.

1.3 Calcul de séries temporelles

L'acquisition de données GPS avec des stations permanentes est en général prévue pour des périodes d'acquisition longues (supérieures à 6 mois). En fonction des processus étudiés, il peut être nécessaire de connaître les variations dans le temps de la position du récepteur, on peut alors calculer des séries temporelles. En fonction de la périodicité des processus étudiés, on doit avoir un temps d'acquisition plus ou moins long, d'où l'utilisation des stations GPS semi-permanentes ou permanentes.

Les séries temporelles représentent l'évolution des trois composantes de chaque station dans le temps (Figure 48), avec un pas d'échantillonnage régulier (mis à part les trous dans les données), journalier ou plus fin suivant les processus étudiés.

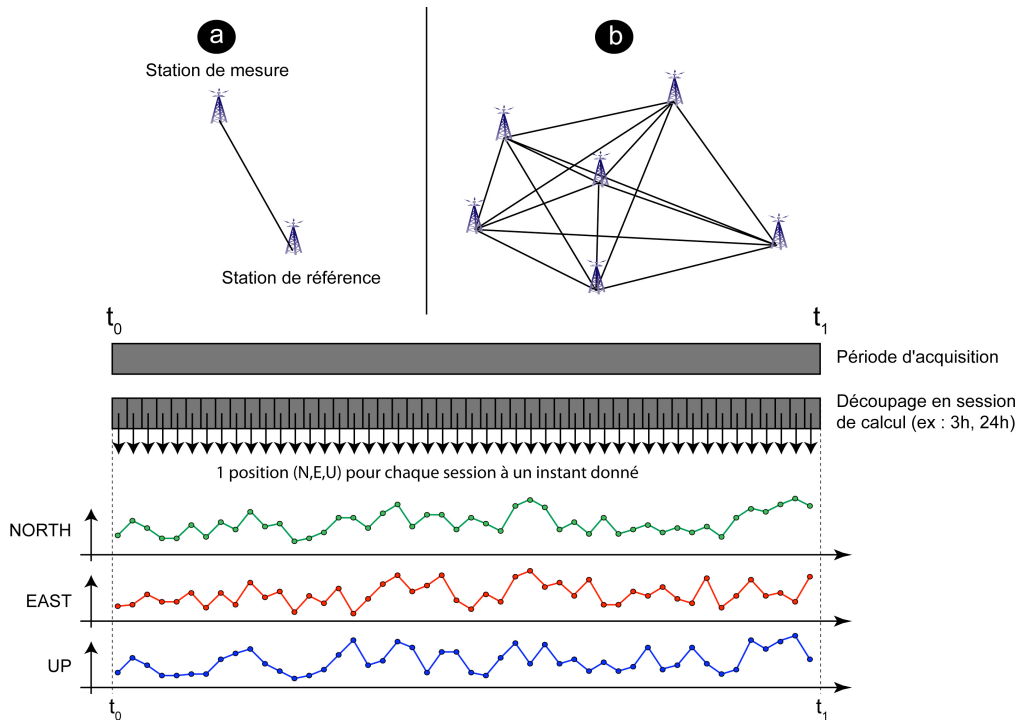


Figure 48 : Principe de détermination de séries temporelles selon les trois composantes : a) pour une ligne de base pure ; b) pour un calcul réseau.

Si l'on étudie un processus de périodicité longue (quelques mois à l'année, voire plus), une durée de session de calcul de 24 heures, et donc une position par jour, peut suffire. Si l'on étudie un processus avec des périodicités plus courtes, inférieures à la journée, il est alors nécessaire de réduire la durée de la session de calcul à quelques heures, typiquement 2 ou 3 heures pour la surcharge océanique, pour avoir davantage de positions par jour, avec à l'esprit que plus la durée de la session est courte, plus les résultats seront dégradés.

Ces calculs peuvent se faire en ligne de base pure avec une station de mesure et une station de référence ou en réseau avec plusieurs stations (également à partir de lignes de base). Dans le premier cas, on étudie le mouvement d'une station par rapport à une autre, dans le second on obtient les variations relativement à un système de référence des coordonnées.

C'est dans cette optique que nous allons traiter nos données GPS, que ce soit pour l'étude de la déformation hydrogéologique en Bretagne et au Maroc ainsi que pour l'étude de la surcharge océanique. La description du logiciel utilisé (GAMIT/GLOBK), les stratégies de calcul et leurs paramètres ainsi que les différents tests effectués sont décrits plus loin dans ce chapitre. On peut utiliser cette méthodologie de calcul de séries temporelles pour des études de déformation long terme dans lesquelles il est nécessaire de voir l'évolution du signal et ses éventuelles périodicités: étude de la surcharge océanique, étude de la déformation hydrogéologique, etc.

1.4 Définition d'un système de référence terrestre

Il est parfois nécessaire de définir des systèmes de référence terrestres par rapport auxquels rattacher les résultats GPS. Un système de référence terrestre¹⁵ (SRT) est un système de référence spatial qui tourne avec la Terre dans son mouvement dans l'espace. Dans ce système, les points à la surface de la Terre solide voient leurs coordonnées varier sous l'influence de divers processus comme la tectonique, les marées terrestres ou la surcharge océanique. On peut passer d'un système de référence à un autre par une similitude tridimensionnelle euclidienne à 7 paramètres telle que :

$$X_2 = X_1 + T + D.X_1 + R.X_1$$

avec X_1 et X_2 les vecteurs coordonnées dans les systèmes 1 et 2, T le vecteur translation (3 paramètres), D le facteur d'échelle (1 paramètre) et R une rotation (3 paramètres) donnée par les trois rotations selon les trois axes.

La réalisation d'un système de référence terrestre est l'estimation par un processus de calcul donné des coordonnées (positions et éventuellement vitesses) d'un ensemble de stations d'observation. Ces systèmes de référence peuvent être réalisés à partir de mesures d'une ou plusieurs techniques d'acquisition spatiale (GPS, DORIS, SLR, etc.) ou par combinaison de repères de références terrestres fournis par plusieurs techniques spatiales. Cette détermination est nécessaire pour des calculs en réseau qui nécessitent de se rattacher à un système de référence. Nous devons définir, à l'aide de GLOBK, des systèmes de référence lors des quelques calculs réseaux que nous ferons dans l'étude sur la surcharge océanique.

2. Rappel des processus visés et choix des zones d'étude

Pour bien comprendre les quelques tests que nous avons réalisés sur le traitement des données GPS, nous présentons rapidement les deux zones d'études, avec les processus supposés responsables de déformation dans ces deux zones, en expliquant l'implantation et la localisation des stations GPS par rapport à notre objectif principal de mesure de la déformation hydrogéologique. Cette rapide introduction des zones d'études nous permet

¹⁵ Une présentation simple des systèmes de références terrestres : HDR de Zuheir Altamimi (2006).

également d'introduire la localisation des stations GPS sur les sites, stations dont les données vont nous servir dans les différents tests présentés.

2.1 Rappel des processus étudiés

L'objectif premier est une étude de la déformation associée à l'hydrogéologie, que l'on peut approcher grâce à des données acquises en surface et à l'aide de piézomètres. Quelque soit la zone choisie, d'autres processus de déformation sont présents. Nous nous sommes intéressés en second lieu à la surcharge océanique, ce qui nous a permis de définir une méthodologie afin de séparer les différents processus de déformation présents dans le signal. Afin de répondre à cet objectif, nous avons choisi des sites situés dans des zones aquifères au sein des régions dites stables, afin de nous affranchir le plus possible des effets tectoniques, tout en gardant à l'esprit que la déformation associée à la tectonique peut être non négligeable et visible dans nos données GPS. Et afin de vérifier la bonne prise en compte de la surcharge océanique, nos deux zones sont situées dans des régions à fort potentiel de marée.

Ces processus sont décrits de manière générale dans le chapitre 1, avec des paragraphes détaillés à propos des zones où se trouvent nos sites d'étude. Grâce à de précédentes études (Llubes et al. 2001 ; Moreau et al. 2006 ; Melachroinos et al. 2007 ; Vergnolle et al. 2008 ; Llubes et al. 2008), nous savons que le site de Ploemeur est sujet à des déformations dues aux processus hydrogéologiques et à la surcharge océanique. En revanche, aucune étude de déformation locale n'a encore été réalisée sur le site marocain.

2.2 Le site de Ploemeur

Le site de Ploemeur se situe sur la commune du même nom, à l'ouest de Lorient, dans le Morbihan (France), à environ 5 km de la côte atlantique (Figure 49). Il se trouve à l'aplomb d'un aquifère exploité par la commune pour fournir l'eau potable aux 20000 habitants. Il est situé dans le domaine sud-armoricain, au contact de micaschistes au nord et de granites au sud, et sur une zone de fracture orientée N020° (plus de détails sur le contexte géologique dans le chapitre 4).

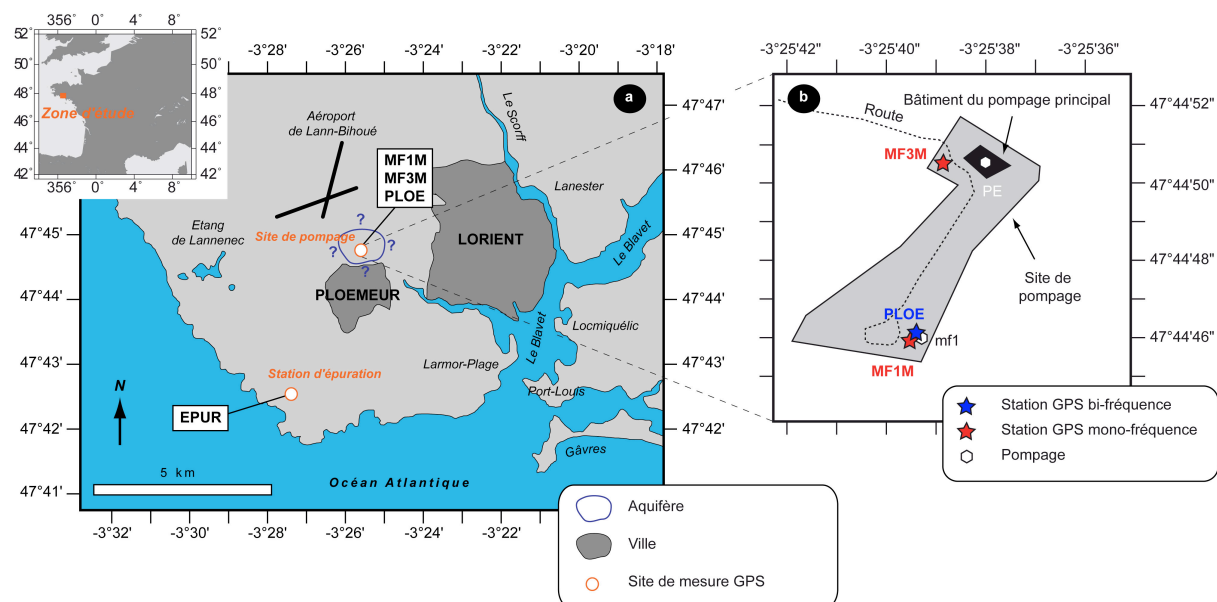


Figure 49 : a) Carte simplifiée de la localisation du site de Ploemeur ; b) Plan de localisation des stations de mesures GPS sur le site de pompage de Ploemeur. Les points d'interrogation autour des limites de l'aquifère indiquent que l'extension spatiale de cet aquifère est mal connue.

Trois stations de mesures GPS sont installées sur le site de pompage où nous souhaitons étudier la déformation (MF1M, MF3M et PLOE) et une station de référence (EPUR) est installée sur le site de la station d'épuration, à 4,5 km au sud, dans une zone *a priori* déconnectée de l'influence hydrogéologique de l'aquifère de Ploemeur (Moreau et al. 2006) (Figure 49). Deux récepteurs mono-fréquence Trimble 4600LS (MF1M et MF3M), depuis novembre 2004, et un récepteur bi-fréquence Trimble NetRS (PLOE), depuis décembre 2006, sont installés sur le site de pompage. La station M1FM est installée sur un trépied alors que les deux autres sont installées sur des piliers en béton. Les stations PLOE et MF1M sont très proches l'une de l'autre, PLOE devant à terme remplacer M1FM après une période de comparaison des résultats mono-fréquence et bi-fréquence. Le matériel et les installations des stations sont décrits en détail dans le chapitre 4.

L'installation de stations GPS sur ces deux sites permet de mettre en place des stratégies de traitement en ligne de base pure entre les stations du site de pompage (là où l'on veut mesurer la déformation) et la station de référence. Les coordonnées des stations de Ploemeur sont résumées dans le Tableau 6.

Station	Latitude (°)	Longitude (°)	Altitude a.s.l. (m)
MF1M	47,74610	-3,42736	73,6
MF3M	47,74738	-3,42685	75,5
PLOE	47,74611	-3,42733	73,6
EPUR	47,70904	-3,45663	63,1

Tableau 6 : Coordonnées des stations GPS installées sur le site de Ploemeur. a.s.l. = altitude au-dessus du niveau marin (above sea level).

L'intérêt de la quantification et de la caractérisation de la déformation du sol sur le site de Ploemeur, et en Bretagne Sud en général, est multiple. D'une part, les études de la déformation due à des processus hydrogéologiques dans ce type de contexte cristallin sont assez rares. Les premières mesures sur le site de Ploemeur ont mis en évidence l'existence d'une déformation non négligeable (Moreau et al. 2006). De plus, l'étude de la déformation peut fournir des informations supplémentaires utiles à la meilleure connaissance des propriétés hydrogéologiques et hydromécaniques de l'aquifère. D'autre part, la localisation du site dans une zone dite stable (marge passive), mais sujette à des processus de déformation non négligeables (sismicité et surcharge océanique en plus de l'hydrogéologie, cf. Figure 6 et Figure 17) est l'originalité de ce travail de quantification et de caractérisation des mouvements verticaux de faible amplitude. Enfin, le site est largement instrumenté de façon permanente avec des GPS, des piézomètres, des inclinomètres. D'autres mesures sont également menées de façon plus ponctuelle ou sur le long terme, avec l'installation de gravimètres et de stations sismologiques. Les données sont très nombreuses et peuvent être croisées pour tenter de mieux comprendre la déformation observée.

2.3 Le site de la plaine du Saïs au Maroc

Afin de compléter le travail effectué à Ploemeur sur la thématique de la déformation verticale engendrée par des processus hydrogéologiques, un projet a démarré au Maroc, au sein de la plaine du Saïs, alliant mesures GPS, caractérisation hydrogéologique, étude de la fracturation et géophysique de subsurface (cf. chapitre 5). Le site marocain se situe dans une région à plus forte déformation tectonique due la présence 250 km plus au nord de la frontière de plaque Afrique-Eurasie, qui passe par le détroit de Gibraltar et la Mer d'Alboran (Figure 6). Il se trouve également à l'aplomb d'un vaste aquifère calcaire liasique profond (environ 800 m) et est plus éloigné de la côte atlantique (environ 130 kilomètres). Ces similitudes (présence d'un aquifère) et ces différences (de contexte tectonique et géologique, d'intensité *a priori* plus faible des processus de surcharge océanique) font du site de la plaine du Saïs un cadre intéressant pour y mener une étude similaire à celle menée à Ploemeur et vérifier si la méthode déployée dans un contexte d'aquifère fracturé complexe

située à faible profondeur peut s'appliquer à un aquifère plus profond situé dans un contexte d'aquifère plus classique.

Trois stations GPS bi-fréquence ont été installées durant la semaine du 23-26 octobre 2007 (Figure 50). Elles se trouvent sur des sites de pompage appartenant à l'Office National de l'Eau Potable (ONEP), tous les trois clos par des murs et bénéficiant de la présence d'un gardien logé sur place. La station ELHA se trouve sur le Causse du Moyen Atlas, dans une zone *a priori* déconnectée de l'influence de l'aquifère liasique profond, alors que les stations HAJK et GOUR se trouvent au sein de la plaine du Saïs, à l'aplomb de la zone aquifère. Les lignes de base étant courtes (environ 20 km), cette implantation permet d'effectuer des traitements différentiels avec la station ELHA comme référence, en ligne de base pure (comme à Ploemeur). Le matériel et les installations des stations sont décrits en détail dans le chapitre 5. Les coordonnées des stations implantées au Maroc sont résumées dans le Tableau 7.

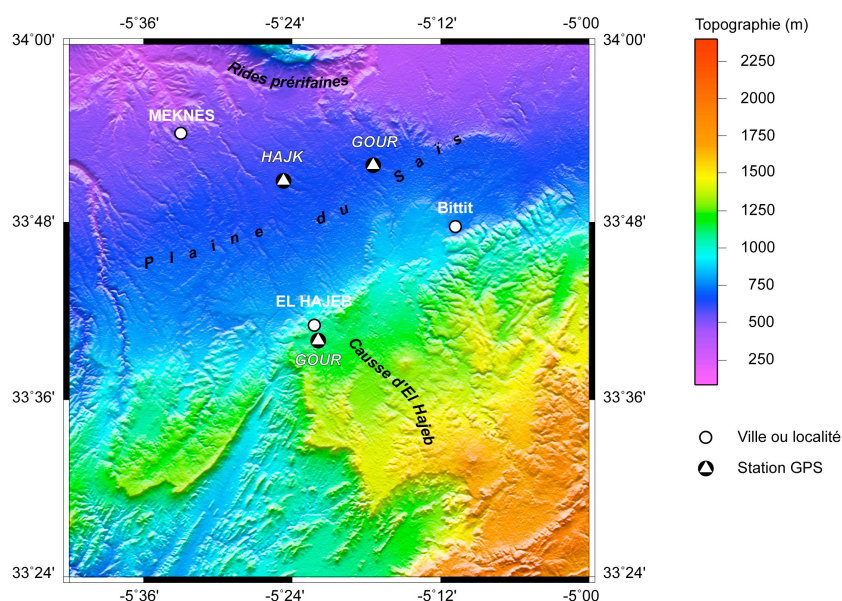


Figure 50 : Carte de localisation sur fond topographique des stations GPS installées au Maroc pour l'étude de la déformation au sein de la Plaine du Saïs.

Station	Latitude (°)	Longitude (°)	Altitude a.s.l. (m)
HAJK	33,84645	-5,41157	678
GOUR	33,86444	-5,29138	720
ELHA	33,66674	-5,36478	1168

Tableau 7 : Coordonnées des stations GPS installées au Maroc. a.s.l. = altitude au-dessus du niveau marin (above sea level).

Les processus de déformation attendus sont :

- les processus hydrogéologiques dus à la présence de l'aquifère, qui doivent théoriquement exister,
- la tectonique, due à un contexte plus actif qu'en Bretagne.

Aucune étude n'a été menée au Maroc quant à la déformation engendrée par la surcharge océanique. Nous allons donc tenter de mener une étude préliminaire de la déformation au sein de la Plaine du Saïs (cf. chapitre 6).

3. Présentation de GAMIT/GLOBK

GAMIT/GLOBK est un module d'analyse de données GPS développé par le *Massachusetts Institute of Technology* (MIT), le *Harvard-Smithsonian Center for Astrophysics* (CfA) et le *Scripps Institution of Oceanography* (SIO). Il est gratuit, libre d'accès, mis à jour

régulièrement, automatisable à volonté, et fonctionne exclusivement en ligne de commande sous environnement UNIX/LINUX (<http://www-gpsg.mit.edu/~simon/gtgk/>).

3.1 Structure du calcul GAMIT

GAMIT (Herring et al, 2006a) permet d'estimer les coordonnées et les vitesses de stations GPS, de représenter de façon stochastique ou fonctionnelle les déformations post-sismiques, les retards atmosphériques, les orbites des satellites et les paramètres d'orientation de la Terre. Bien que le module soit couramment mis à jour par T.A. Herring, R.W King et S.C. McClusky, de nombreux chercheurs peuvent apporter leurs contributions au développement des différents programmes.

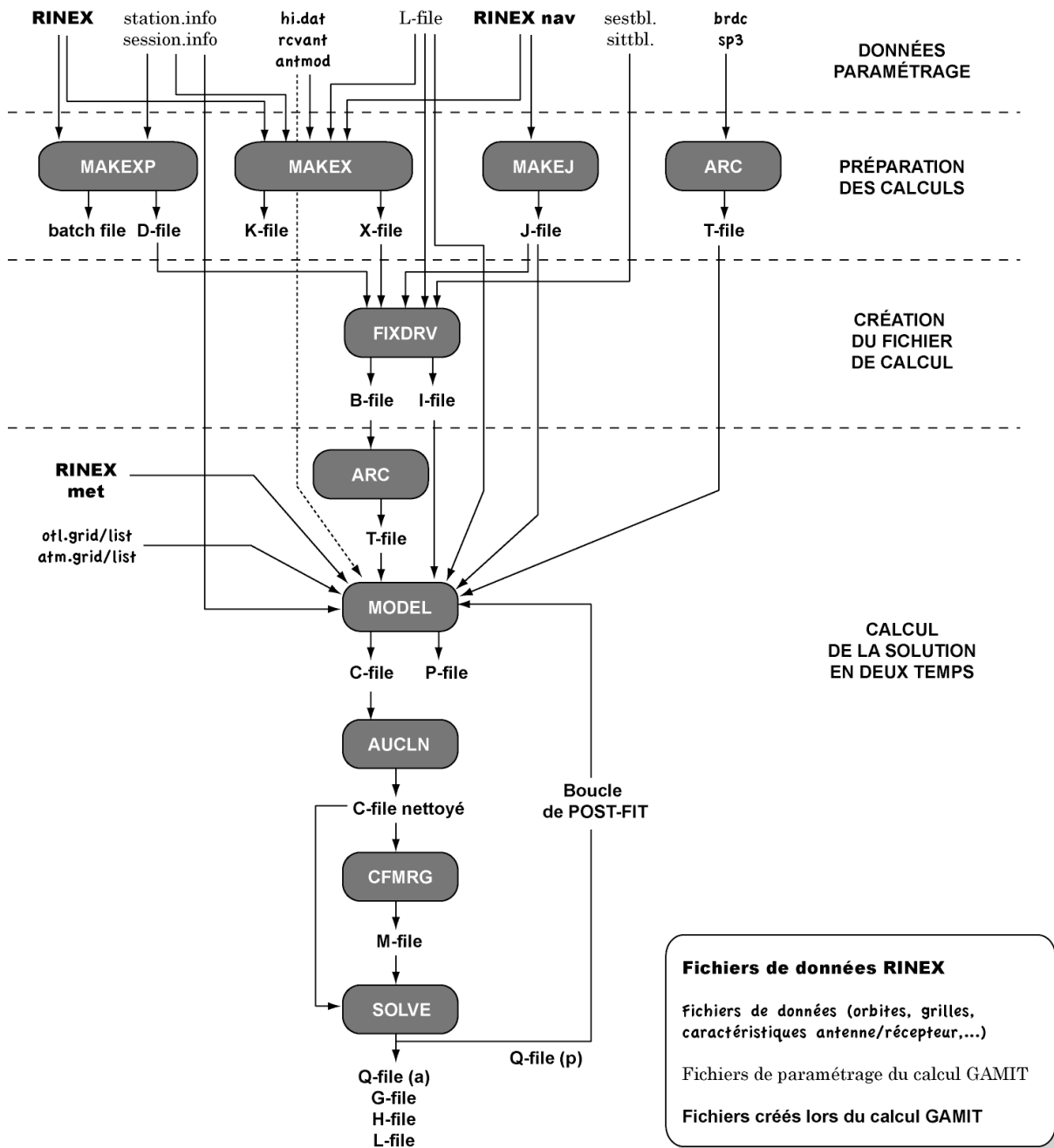


Figure 51 : Les différentes étapes du calcul GAMIT, les fichiers et les modules de calcul impliqués.

Le calcul GAMIT s'effectue par une succession de modules de calcul, en quatre grandes étapes (Figure 51):

- la préparation des données et des fichiers de paramétrage du calcul, phase très importante et à laquelle il faut attacher beaucoup d'attention,
- la préparation des calculs,
- la création du fichier de calcul,
- et enfin le calcul de la solution.

Nous détaillons ces différentes étapes et les différents fichiers utilisés lors du calcul.

3.1.1 Présentation des fichiers

Une multitude de fichiers est nécessaire dans le calcul GAMIT, depuis les fichiers de données et de paramétrages du calcul jusqu'aux fichiers créés en cours de traitement. Nous présentons ces différents fichiers rapidement dans ce paragraphe. Pour une lecture plus simplifiée, les fichiers sont écrits en gras souligné et les modules de calcul sont écrits en gras italique. L'arborescence et les fichiers **.pl** utilisés sont ceux programmés par Marie-Noëlle Bouin qui m'a formé à GAMIT.

3.1.1.1 Fichiers d'occupation des sites

Les données GPS sont stockées dans des fichiers **RINEX** (*Receiver INdependent EXchange*), format international indépendant du récepteur développé par l'Institut d'Astronomie de l'Université de Berne dans le but de fournir dans un même format les données collectées en format propriétaire par des récepteurs de marques différentes. Le fichier de données RINEX contient les mesures de phases et de pseudo-distances sur les deux fréquences L_1 et L_2 (dans le cas de données bi-fréquence), les amplitudes du signal, les coordonnées initiales de la station et les décalages d'antennes, le temps de début et de fin d'acquisition et l'identification des satellites observées sur chaque canal du récepteur. Outre les fichiers d'observations, il y a aussi un fichier contenant les messages de navigation des satellites (**RINEX nav**) et un fichier contenant les données météorologiques (**RINEX met**).

X-file est le fichier d'observation au format GAMIT, semblable au fichier RINEX. Les fichiers, pour toutes les stations utilisées dans une même session, débutent et finissent aux mêmes moments (avec des époques vides quand il n'y a pas d'observation). **C-file** est le fichier primaire pour l'analyse des données, créé par ***model*** à partir des fichiers X-file et utilisé comme fichier d'entrée dans ***autcln*** et ***solve***. Il contient les observations, les résidus *post-fit*, leurs dérivées partielles et des informations auxiliaires. **K-file** contient les données d'horloges du récepteur calculées par ***makex*** ou ***makek*** utilisant les coordonnées de site, les éphémérides radiodiffusées et les pseudo-distances. Il est utilisé par ***fixdrv*** pour estimer les coefficients du modèle polynomial linéaire ou cubique du comportement des horloges durant la session.

3.1.1.2 Fichiers spécifiques à la session ou à l'expérience

Le fichier **sestbl** est une table de contrôle de la session, qui permet de régler le type d'analyse, de nombreuses contraintes (ionosphérique, délais troposphériques, etc.), les prises en compte ou non des marées, etc. Le fichier **sittbl** est une table de contrôle des sites et donne les contraintes sur les coordonnées *a priori* des stations GPS. Le fichier scénario **session.info** décrit les sessions de calcul (premier jour, intervalle d'acquisition, satellites pris en compte).

D-file définit le nombre de sessions pour chaque expérience, le nombre de récepteurs par session, les coordonnées du fichier L-file, le nombre de fichiers d'éphémérides (T-file), d'horloges du récepteur (I-file), d'horloges du satellite (J-file) et de données (X ou C-file) par session, et l'ordre dans lequel les sessions devront être traitées.

B-file est le fichier batch qui contrôle automatiquement le traitement des données et qui exécute les calculs de la solution.

3.1.1.3 Fichiers utilisés dans la modélisation des observations

Le fichier **station.info** présente les caractéristiques des stations GPS : début et fin d'installation, type d'antenne et de récepteur, numéros de série d'antenne et de récepteur, version des logiciels antenne et récepteur, etc.

G-file contient les conditions orbitales initiales de tous les satellites du T-file. **I-file** contient un enregistrement site par site et session par session des décalages d'horloges. **J-file** contient les paramètres des horloges des satellites transmis par les satellites et reçus par les récepteurs. **L-file** est un fichier de coordonnées *a priori* des stations, celles-ci étant soit récupérées dans des fichiers de références (itrf05.apr, par exemple ou des études plus anciennes), soit calculées par un premier calcul à contraintes lâches. **T-file** est un fichier tabulaire d'éphémérides pour tous les satellites d'une session ou d'une série de sessions.

3.1.1.4 Fichiers utilisés dans l'estimation de la solution

M-file prépare les données et les paramètres pour l'analyse par les moindres carrés dans **solve**. **Q-file** est le fichier de sortie de **solve**, qui contient les paramètres et les résultats de l'analyse. **H-file** contient la matrice de covariance et les ajustements des paramètres pour la solution générée avec des contraintes lâches ; il est utilisé comme fichier d'entrée dans GLOBK.

3.1.1.5 Fichiers globaux

Le fichier **hi.dat** permet de déterminer le point de référence de l'antenne (ARP) et de ramener la mesure effectuée au centre de phase à un point physique. Le fichier **rcvant** est une table de correspondance entre les codes GAMIT de 6 caractères et les noms entiers à 20 caractères des récepteurs et des antennes utilisés dans les fichiers RINEX. Le fichier **antmod** est une table de décalages de centre de phase d'antennes et de leurs variations en fonction de l'élévation et de l'azimut.

On doit prendre en compte également les fichiers **ut1**, qui est une table contenant les valeurs de $TAI - UT1$ (différence entre le temps atomique international et le temps universel instantané), **pole**, qui contient les positions des pôles, **leap.sec** qui contient les sauts de secondes entre TAI et UTC depuis 1982.

Sont également pris en compte les fichiers **nutabl**, qui contient les paramètres de nutation pour des transformations entre une Terre inertielle et un système de Terre fixe, **luntab**, qui contient des éphémérides tabulaires lunaires et **soltab**, qui contient des éphémérides tabulaires solaires.

3.1.2 Les différents modules de calcul

3.1.2.1 Les modules de préparation des données pour les calculs

makexp prépare les fichiers de commande nécessaires pour le calcul à partir des fichiers de données RINEX et des fichiers d'éphémérides brdc. **makek** et **makej** permettent d'estimer les termes d'horloges du satellite et du récepteur stockés dans les fichiers K-file et J-file. **makex** prépare les données en transformant les données des fichiers RINEX en un fichier lisible par GAMIT (X-file). Le module **arc** crée un fichier T-file d'éphémérides tabulées de coordonnées des satellites et de leurs dérivées partielles.

3.1.2.2 Le module de création du fichier batch

Le module **fixdrv** crée un fichier batch à partir des nombreux fichiers issus de la phase de préparation du calcul. Il contient les commandes utiles pour l'exécution des modules dans la phase de calcul de la solution.

3.1.2.3 Les modules de calcul de la solution

Le module **model** crée le fichier C-file qui contient les résidus d'observation (O-Cs¹⁶). Le module **autcln** nettoie les données, en analysant le fichier C-file créé par **model** et en supprimant les données erronées (observations perturbées par des multi-trajets, valeurs aberrantes de la phase, etc) ou en les réparant en cas de sauts de cycle. Le module **cfmrg** crée le fichier intermédiaire M-file utile à la résolution par moindres carrés dans **solve**. Ce dernier module permet d'obtenir les composantes de la ligne de base (comme sa longueur), les ambiguïtés et les autres inconnues définies dans le fichier sestbl.

3.2 Validation au premier ordre du calcul GAMIT

Les fichiers résultats journaliers et des fichiers de contrôle du traitement sont sauvegardés. Plusieurs d'entre eux permettent d'évaluer rapidement la qualité du calcul GAMIT.

3.2.1 Le fichier autcln.post.sum

Il comporte plusieurs séries d'informations importantes pour l'évaluation rapide de la qualité du traitement GAMIT.

- Le comportement des horloges (Table 1): la deuxième colonne donne la déviation standard de Allen à 100 s qui est donnée pour chaque station et chaque satellite. Les valeurs d'horloges des stations ne doivent excéder 50 ppb. Les horloges atomiques (Rubidium, Césium) doivent présenter des valeurs proches de 1 ppb. La quatrième colonne renseigne sur le RMS du bruit sur la phase en mm pour chaque station. Pour des récepteurs utilisant le code P sans l'Anti-Spoofing (A/S), cette valeur doit être inférieure au mètre, pour des récepteurs sous A/S, elle doit être comprise entre 1 et 2 m. Des valeurs supérieures signifient de nombreuses mauvaises données ou de mauvais résidus du préfit, avec une erreur supérieure à 10 m sur les coordonnées des stations. Les troisième et cinquième colonnes donnent le nombre d'observations utilisées pour ce calcul statistique.

Clock and Range noise statistics at iteration 3					
Site/PRN	Allan SD@100 sec (ppb)	#	Range rms (mm)	#	
GROI	0.026345	359	789.7	3246	ASH
MF1B	0.014993	359	718.1	3339	TRM
PRN_01	0.074617	160			
PRN_02	0.071654	84			
PRN_03	0.093117	132			
...					

Table 1 : Extrait d'un fichier autcln.post.sum illustrant un bon comportement des horloges.

- Les statistiques du post-fit : dans ces lignes on peut voir tout de suite si une station ou un satellite présente des résidus plus importants que les autres. Les valeurs sont comprises entre 3 et 5 mm pour des stations dites « propres » (Table 2) et entre 6 et

¹⁶ O-Cs : observables – calculés.

CHAPITRE 3 : METHODOLOGIE GLOBALE – OBJECTIFS ET OUTILS

10 mm pour des stations avec plus de multi-trajets que la moyenne (Table 3). Des valeurs supérieures à 10 mm suggèrent un problème qui peut affecter la solution.

ONE-WAY POSTFIT RESIDUAL STATISTICS : PASS 14

RMS by site and satellite (mm): Pass 14

RMS IT Site	All	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	14	15	16	17	18	19	...	31
RMS 14 GROI	4.5	5	6	5	0	0	3	3	0	0	0	0	4	0	7	4	0	6	0		4
RMS 14 MF1B	4.4	5	5	5	0	0	3	3	0	0	0	0	4	0	6	4	0	6	0		4

Table 2 : Extrait d'un fichier autcln.post.sum illustrant de bonnes statistiques du post-fit.

ONE-WAY POSTFIT RESIDUAL STATISTICS : PASS 18

RMS by site and satellite (mm): Pass 18

RMS IT Site	All	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	16	17	19	8...	31
RMS 18 ELHA	8.2	0	13	10	5	0	7	11	5	8	5	6	9	6	11	6	10	6	7		8
RMS 18 HAJK	8.2	0	13	10	5	0	7	11	5	8	5	6	9	6	11	6	10	6	7		8

Table 3 : Extrait d'un fichier autcln.post.sum illustrant de mauvaises statistiques du post-fit (surlignées en gris).

- La quantité de données (Table 4 et Table 5) : les lignes suivantes renseignent sur la quantité de données prises en compte dans le calcul, par station (première colonne) et par satellite (colonne PRN). Il est important d'avoir un nombre de données suffisantes. Les valeurs pour la colonne Gap ne doivent pas dépasser quelques douzaines et/ou les valeurs pour la colonne BF ne doivent pas dépasser 3 : cela indiquerait de mauvais résidus préfit ou des données très bruitées (Table 4).

DATA AMOUNTS (Good: # good data; Gap: # deleted in gaps; BF: # bias flags
< 2*max separation)

SITE	PRN	Good	Gap	BF	PRN	Good	Gap	BF	PRN	Good	Gap	BF	PRN	Good	Gap	BF
ELHA	PN02	846	0	0	PN03	828	0	0	PN04	682	0	0	PN05	760	81	0
	PN06	866	1	0	PN07	819	0	0	PN08	678	0	0	PN09	849	0	0
	PN10	711	10	0	PN11	842	0	0	PN12	690	130	0	PN13	720	1	0
	PN14	910	1	0	PN15	808	1	0	PN16	757	0	0	PN17	741	163	0
	PN18	787	166	0	PN19	809	1	0	PN20	826	0	0	PN21	657	0	0
	PN22	900	1	0	PN23	675	0	0	PN24	923	0	0	PN25	87	0	0
	PN26	834	1	0	PN27	0	0	0	PN28	916	16	0	PN29	734	1	0
	PN30	850	1	0	PN31	660	1	0	PN32	768	0	0				
HAJK	PN02	846	1	0	PN03	828	1	0	PN04	682	0	0	PN05	760	82	0
	PN06	866	0	0	PN07	819	0	0	PN08	678	0	0	PN09	849	0	0
	PN10	711	8	0	PN11	842	0	0	PN12	690	129	0	PN13	720	1	0
	PN14	910	0	0	PN15	808	1	0	PN16	757	0	0	PN17	741	164	0
	PN18	787	164	0	PN19	809	0	0	PN20	826	0	0	PN21	657	0	0
	PN22	900	3	0	PN23	675	0	0	PN24	923	0	0	PN25	871	0	0
	PN26	834	0	0	PN27	0	1	0	PN28	916	15	0	PN29	734	0	0
	PN30	850	1	0	PN31	660	0	0	PN32	768	1	0				

Table 4 : Extrait d'un fichier autcln.post.sum illustrant une bonne quantité de données ; les satellites 5, 12, 17 et 18 présentent cependant des valeurs de Gap trop élevées (surlignées en gris), pouvant illustrer de mauvais résidus ou des données trop bruitées.

CHAPITRE 3 : METHODOLOGIE GLOBALE – OBJECTIFS ET OUTILS

DATA AMOUNTS (Good: # good data; Gap: # deleted in gaps; BF: # bias flags
< 2*max separation)

SITE	PRN	Good	Gap	BF	PRN	Good	Gap	BF	PRN	Good	Gap	BF	PRN	Good	Gap	BF
ELHA	PN02	237	0	0	PN03	0	0	0	PN04	114	0	0	PN05	72	1	0
	PN06	0	0	0	PN07	193	0	0	PN08	392	0	0	PN09	285	0	0
	PN10	528	0	0	PN11	0	0	0	PN12	121	1	0	PN13	54	0	0
	PN14	0	0	0	PN15	486	1	0	PN16	0	0	0	PN17	154	0	0
	PN18	155	1	0	PN19	0	0	0	PN20	0	0	0	PN21	0	0	0
	PN22	0	0	0	PN23	0	0	0	PN24	389	1	0	PN25	98	0	0
	PN26	528	0	0	PN27	0	0	0	PN28	523	1	0	PN29	0	0	0
	PN30	0	0	0	PN31	0	0	0	PN32	0	0	0				
HAJK	PN02	237	0	0	PN03	0	0	0	PN04	114	0	0	PN05	72	1	0
	PN06	0	0	0	PN07	193	0	0	PN08	392	0	0	PN09	285	0	0
	PN10	528	0	0	PN11	0	0	0	PN12	121	1	0	PN13	54	0	0
	PN14	0	0	0	PN15	486	1	0	PN16	0	0	0	PN17	154	0	0
	PN18	155	1	0	PN19	0	0	0	PN20	0	0	0	PN21	0	0	0
	PN22	0	0	0	PN23	0	0	0	PN24	389	1	0	PN25	98	0	0
	PN26	528	0	0	PN27	0	0	0	PN28	523	1	0	PN29	0	0	0
	PN30	0	0	0	PN31	0	0	0	PN32	0	0	0				

Table 5 : Extrait d'un fichier *autcln.post.sum* illustrant une quantité de données insuffisante (manque de données pour de nombreux satellites, surlignés en gris).

3.2.2 Le fichier *qexpea.ddd*

Le fichier ***qexpea.ddd*** (avec *expe* le nom de l'expérience et *ddd* le jour de l'année) permet également d'apprécier rapidement et au premier ordre la qualité du traitement (Table 6). Il donne le RMS normalisé posfit prédit pour les solutions contraintes à ambiguïtés fixées et entières.

```

- - - - -
* * * * Summary of biases-free solution * * * *
- - - - -

Total parameters: 46 live parameters: 23
Prefit nrms: 0.33940E+00 Postfit nrms: 0.24917E+00
-- Uncertainties not scaled by nrms

- - - - -
* * * * Summary of biases-fixed solution * * * *
- - - - -

Total parameters: 46 live parameters: 9
Prefit nrms: 0.33855E+00 Postfit nrms: 0.26991E+00
-- Uncertainties not scaled by nrms

```

Table 6 : Extrait d'un fichier *qexpea.ddd*. Les valeurs du nrms postfit sont bons, autour de 0,25.

En pratique avec des paramètres par défaut, les valeurs du nrms doivent se situer autour de 0,25-0,30. Des valeurs supérieures à 0,5 illustrent des sauts de cycles qui n'ont pas été rejetés ou un sérieux problème de coordonnées *a priori* des stations.

3.2.3 Le fichier *biassum.qexpea.ddd*

Ce fichier renseigne sur le nombre d'ambiguïtés résolues par ligne de base (Table 7), le traitement GAMIT se faisant sur la phase (cf. chapitre 2). La première colonne donne le nombre d'ambiguïtés résolues, la deuxième colonne donne le nombre d'ambiguïtés non résolues.

GROI-GUIP	8	2
GROI-MF1B	1	0
GROI-MF1B	9	1
GUIP-HEAU	8	1
GUIP-MF1B	1	0
HEAU-MANS	8	1
MANS-RENN	8	1
MF1B-RENN	0	2

Table 7 : Extrait d'un fichier *biassum.qexpea.ddd* illustrant la résolution des ambiguïtés. Surlignée en gris, une ligne de base qui présente une mauvaise résolution des ambiguïtés.

Il faut évidemment avoir plus d'ambiguïtés résolues que de non résolues. La ligne de base MF1B-RENN présente une mauvaise résolution des ambiguïtés.

3.3 Structure du calcul GLOBK

Les fichiers résultats du calcul GAMIT (**h-files**) sont ensuite utilisés dans GLOBK pour construire des séries temporelles, ce qui nous intéresse particulièrement car nous souhaitons suivre la déformation au cours du temps. GLOBK (Herring et al, 2006b) utilise le filtre récursif de Kalman. Ce filtre a deux phases distinctes : une phase de prédiction qui utilise l'état estimé précédent pour produire une estimation à l'instant courant, et une phase de mise à jour où les observations sont utilisées pour corriger l'état prédit dans le but d'obtenir une estimation plus précise.

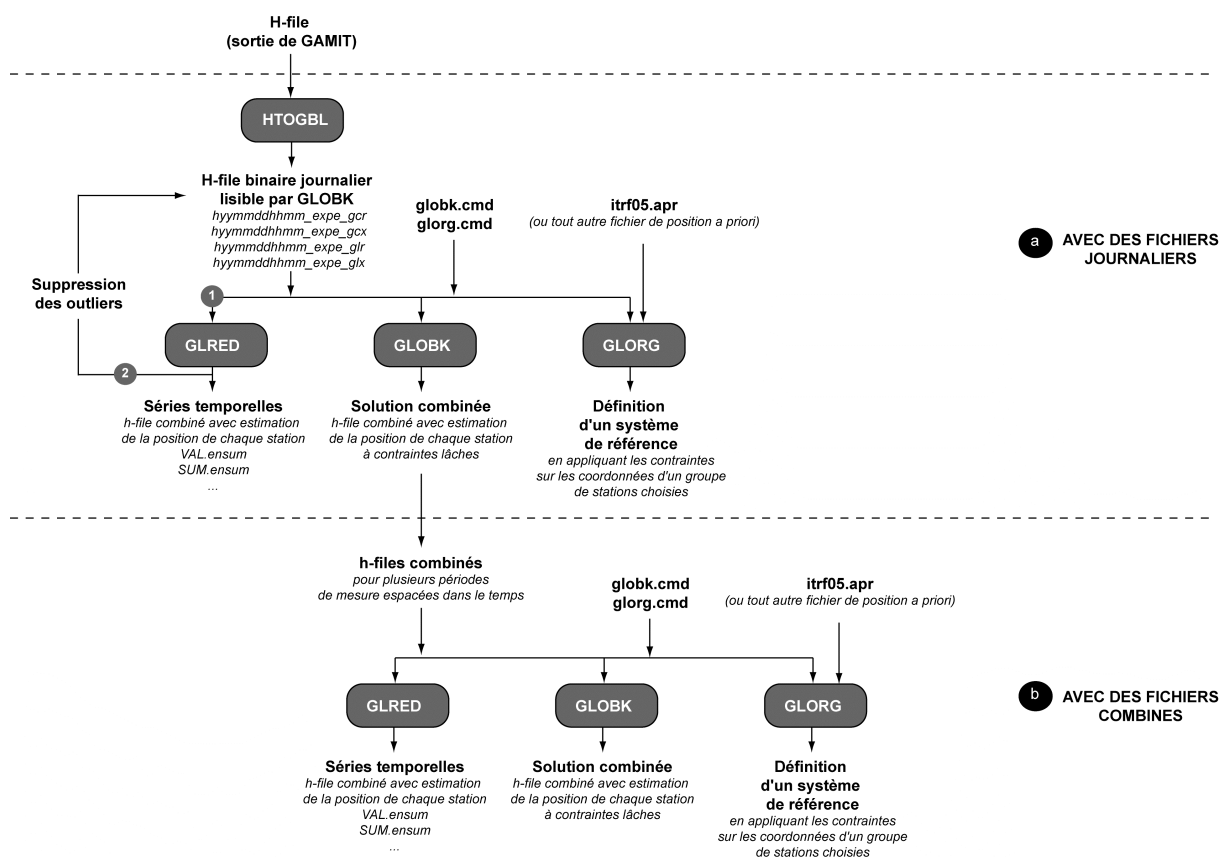


Figure 52 : Les différentes étapes du calcul GLOBK, les fichiers et les modules de calcul impliqués : a) pour un calcul avec de fichiers journaliers ; b) avec des fichiers combinés. Les étapes 1 et 2 sont nécessaires pour nettoyer les données et ôter les points aberrants (outliers).

Le calcul se déroule en plusieurs étapes (Figure 52) :

- la préparation des fichiers d'entrée par la commande **htoglb**, qui convertit les fichiers d'observations ASCII **h-files** en fichier **h** binaires qui sont ensuite utilisés comme fichiers d'entrée dans **glred**,
- le calcul des séries temporelles de coordonnées des stations par la commande **glred**, à partir de tous les fichiers **h** ; ces séries peuvent être représentées rapidement pour identifier les mauvais points (*outliers*), ceux-ci devant être enlevés et l'opération **glred** répétée,
- une fois que le jeu de données est propre, la combinaison par la commande **globk** des fichiers **h** journaliers en un seul fichier **h** qui représente l'estimation de la position de stations GPS pour la durée de l'expérience. Les estimations produites par **globk** sont produites à contraintes lâches. On peut également lancer la commande **glorg**, pour définir un système de référence en appliquant les contraintes sur les coordonnées d'une sélection de stations GPS (Figure 52a).

Une fois ces estimations de coordonnées de stations obtenues, on peut lancer à nouveau **glred** et **globk** en utilisant les fichiers **h** combinés comme fichier d'entrée pour obtenir des séries temporelles (**glred**) et/ou des estimations de vitesses des stations (**globk**). Comme pour les combinaisons journalières, les estimations **globk** sont faites à contraintes lâches et **glorg** impose les contraintes du système de référence (Figure 52b).

Dans notre étude, GLOBK sera utilisé comme outil de détermination de séries temporelles, que ce soit pour les études de déformation hydrogéologique en Bretagne et au Maroc ou de surcharge océanique.

4. Stratégies de calcul

Dans le cadre de cette étude, nous avons effectué deux types de traitements avec GAMIT/GLOBK, avec à chaque fois la construction de séries temporelles, en fonction des objectifs visés :

- un traitement en ligne de base pure, entre une station de référence considérée comme fixe durant le calcul et une station dont on veut déterminer les variations de position par rapport à cette station de référence,
- et un traitement en réseau, quand nous cherchons à étudier les variations de position absolue de chaque station.

Dans ce paragraphe, nous décrivons ces deux stratégies, en détaillant les réglages des différents paramètres GAMIT/GLOBK.

4.1 Calcul en ligne de base pure

4.1.2 Pourquoi cette stratégie ?

Ce calcul en ligne de base pure permet de déterminer les variations de positions d'une station par rapport à une station de référence, considérée comme fixe dans le calcul. Ce type de traitement GPS en ligne de base entre deux stations est l'originalité de cette étude, comparativement à la majorité des études de déformation mesurée par GPS qui utilisent des vastes réseaux régionaux voire globaux. Cette stratégie a été reprise d'après la première étude réalisée sur le site de Ploemeur (Moreau et al. 2006), où les coordonnées des stations du site de pompage, situées à l'aplomb de l'aquifère, étaient calculées en mode différentiel par rapport à une station de référence, située 4,5 km plus au sud, dans une zone déconnectée de l'aquifère. Cette stratégie permet ainsi de corriger un certain nombre d'effets communs (ou très peu différents) aux stations, comme la surcharge océanique ou la tectonique, pour ne conserver *a priori* que l'effet des processus hydrologiques et hydrogéologiques qui nous intéressent en premier lieu (cf. chapitre 4). Cela est possible

dans le cas de lignes de base courtes, comme c'est le cas à Ploemeur (environ 4,5 km) et au Maroc (environ 20-22 km). Nous avons conservé cette stratégie pour l'étude de l'influence long terme des processus hydrologiques et hydrogéologiques sur la déformation du sol à Ploemeur. Nous avons pu comparer les résultats obtenus avec GAMIT/GLOBK avec ceux obtenus précédemment avec TGO (voir paragraphe 8). Nous avons également appliqué cette stratégie pour l'étude de la déformation au Maroc.

4.1.2 Paramètres de GAMIT

Les principaux paramètres de calcul choisis pour ce calcul en ligne de base pure entre deux stations sont présentés en Tableau 8.

Fichier	CALCUL LIGNE DE BASE	Avec le modèle FES2004			Sans le modèle FES2004		
sestbl.expe	Choix de l'expérience	BASELINE			BASELINE		
	Type d'analyse	1-ITER			1-ITER		
	Choix de l'observable	L1_ONLY (Ploemeur) LC_AUTCLN (Maroc)			L1_ONLY (Ploemeur) LC_AUTCLN (Maroc)		
	TROPOSPHERE						
	Dmap (composante sèche)	GMF			GMF		
	Wmap (composante humide)	GMF			GMF		
	MARÉES APPLIQUÉES	31 = Earth (1) + Frequency-dependant (2) + Pole (4) + Ocean (8) + Remove mean for pole tide (16)			23 = Earth (1) + Frequency-dependant (2) + Pole (4) + Remove mean for pole tide (16)		
	Use OTL.grid	Yes → FES2004.grid			No		
sittbl.expe	CONTRAINTES A PRIORI	N	E	U	N	E	U
	Station de référence	Y	Y	Y	Y	Y	Y
	Stations de mesure	1 m	1 m	2 m	1 m	1 m	2 m
session.pl (MNB)	Durée de la session	24 h (de 0h à 23h59'59)			24 h (de 0h à 23h59'59)		

Tableau 8 : Principaux paramètres de GAMIT choisis pour les expériences de type ligne de base pure, avec leur localisation dans les fichiers de paramètres. MNB : fichier .pl programmé par Marie-Noëlle Bouin.

Nous nous sommes placés en mode `BASELINE`, mode communément choisi pour des réseaux IGS récents ou des réseaux de stations régionaux. Il permet de fixer les orbites. L'analyse choisie est `1-ITER` qui effectue deux passes dans les modules **model**, **autcln** et **solve**. Le choix de l'observable `L1_ONLY` ou `LC_AUTCLN` signifie que l'observable est la fréquence L_1 pour nos stations mono-fréquence de Ploemeur ou la combinaison linéaire *ionosphere-free* (L_3) pour nos stations bi-fréquence au Maroc. Les *mapping functions* choisies pour modéliser la troposphère sont celles par défaut, c'est-à-dire la GMF ou *Global Mapping Function* (Boehm et al. 2006).

En terme de marées appliquées et de charge atmosphérique, GAMIT permet d'effectuer facilement des réglages combinant tel ou tel terme. Ce paramètre est une variable codée en binaire. Les deux premiers bits (représentés par les entiers 1 et 2) contrôlent les modèles standard IERS pour les marées solides terrestres diurnes et semi-diurnes et doivent être toujours pris en compte. Par défaut le modèle utilisé est le IERS2003 (McCarthy et Petit, 2004). Les troisième (entier 4) et cinquième (entier 16) bits contrôlent les marées du pôle, permettant d'ôter une valeur moyenne d'après les standards de l'IERS. Le quatrième bit (8)

représente la partie la plus compliquée du modèle de marée, l'effet de surcharge océanique, qui doit être calculé en dehors de GAMIT en utilisant une convolution d'un modèle de marées océaniques avec la géométrie de l'interface terre-océan. Pour appliquer la correction de surcharge océanique (OTL), nous devons prendre en compte ce bit (au total : $1+2+4+8+16=31$), et mettre `Use otl.grid` ou `Use otl.list` sur Y pour utiliser une liste de stations avec des composantes d'OTL ou pour interpoler ces composantes d'après une grille globale, en prenant soin de faire un lien vers un fichier de type **FES2004.grd**. Selon que nous faisons un traitement avec ou sans le modèle de surcharge océanique, nous réglons ce paramètre soit sur 31 (prise en compte du modèle, avec utilisation d'une grille FES2004) soit sur 23=31-8 (sans le modèle).

Du point de vue des contraintes sur les positions des stations, les coordonnées de la station de référence sont systématiquement fixées, et nous utilisons des coordonnées *a priori* calculées dans les études antérieures (Ploemur) ou calculées par un premier calcul lâche (10 m de contraintes, pour le Maroc). Nous considérons que la station de référence est fixe. Les variations observées à cette station servent alors de corrections pour les stations de mesures (mode différentiel). Les contraintes sur les positions des stations de mesure sont réglées de façon lâche, à 1 m sur les composantes horizontales et à 2 m sur la composante verticale.

Enfin, le traitement se fait sur une session de 24 heures (sauf tests particuliers sur des sessions de 3 heures), de 0h à 23h59'59. La position alors déterminée est supposée être au milieu de la session, c'est-à-dire à midi.

4.1.3 Paramètres de GLOBK

Pour ce calcul en ligne de base pure, les solutions obtenues ne sont pas rattachées à un système de référence. Afin d'être dans la même stratégie que les calculs antérieurs effectués avec TGO, les séries temporelles sont calculées dans le réseau local, à l'aide des fichiers GCX à contraintes fortes et ambiguïtés fixées en valeurs entières. Ces solutions permettent de respecter les contraintes paramétrées dans **sittbl.expe** afin de déterminer des ambiguïtés entières à l'aide d'itérations. Les composantes du vecteur de base sont alors déterminées.

4.2 Calcul en réseau

4.2.1 Pourquoi cette stratégie ?

Dans l'optique de l'étude de l'influence et la prise en compte de la surcharge dans nos traitements en ligne de base, nous avons utilisé cette stratégie pour déterminer les variations de positions absolues des stations de ce réseau de stations bi-fréquence (cf. chapitre 6). Elle permet de déterminer les variations absolues des positions des stations par un calcul des différentes lignes de base qui constituent le réseau construit.

4.2.2 Paramètres de GAMIT

Les paramètres de GAMIT sont assez similaires à ceux pour le calcul en ligne de base pure (Tableau 9). Lors de ce calcul réseau, seules des stations bi-fréquence sont utilisées : l'observable est donc réglé sur `LC_AUTCLN`. La principale différence est l'utilisation de données de stations GPS appartenant au RGP (Réseau GPS Permanent français, <http://rgp.ign.fr/>) et au réseau IGS (*International GNSS Service*, <http://igscb.jpl.nasa.gov/>). La station PLOE (installée sur le site de pompage de Ploemur) conserve ses contraintes lâches (1 m sur les composantes horizontales, 2 m sur la composante verticale). Les stations du RGP sont un peu plus contraintes, 1 cm sur les composantes North et East et 2 cm sur la composante Up. Quant aux stations IGS, dont les coordonnées *a priori* ont été prises dans l'ITRF2005 (Altamini et al. 2002), elles sont contraintes fortement, avec 1 mm pour North et

East et 2 mm pour Up. Enfin, le traitement GAMIT en réseau se fait sur des sessions de 3 heures, sans recouvrement, ce qui représente 8 points par jour, à chaque fois au milieu de la session (1h29, 4h29, 7h29, 10h29, 13h29, 16h29, 19h29, et 22h29). Ce découpage en sessions de 3 heures augmente l'erreur sur les positions calculées mais est nécessaire pour étudier un phénomène comme la surcharge océanique, avec des périodes diurnes et semi-diurnes (cf. chapitre 6).

Fichier	CALCUL RÉSEAU	Avec le modèle FES2004			Sans le modèle FES2004		
sestbl.expe	Choix de l'expérience	BASELINE			BASELINE		
	Type d'analyse	1-ITER			1-ITER		
	Choix de l'observable	LC_AUTCLN			LC_AUTCLN		
	TROPOSPHERE						
	Dmap (composante sèche)	GMF			GMF		
	Wmap (composante humide)	GMF			GMF		
	MARÉES APPLIQUÉES	31 = Earth (1) + Frequency-dependant (2) + Pole (4) + Ocean (8) + Remove mean for pole tide (16)			23 = Earth (1) + Frequency-dependant (2) + Pole (4) + Remove mean for pole tide (16)		
	Use OTL.grid	Yes → FES2004.grd			No		
sittbl.expe	CONTRAINTES A PRIORI	N	E	U	N	E	U
	PLOE	1 m	1 m	2 m	1 m	1 m	2 m
	Stations RGP	1 cm	1 cm	2 cm	1 cm	1 cm	2 cm
	Stations IGS	1 mm	1 mm	2 mm	1 mm	1 mm	2 mm
session.pl (MNB)	Durée de la session	24 h (de 0h à 23h59'59)			24 h (de 0h à 23h59'59)		

Tableau 9 : Principaux paramètres de GAMIT choisis pour les expériences de type réseau. avec leur localisation dans les fichiers de paramètres. MNB : fichier .pl programmé par Marie-Noëlle Bouin.

4.2.2 Paramètres de GLOBK

Pour les calculs en réseau incluant des stations RGP et IGS, une mise en référence par rapport à l'ITRF2005 est réalisée par rapport à une sélection de sites IGS et à partir des solutions GLX à contraintes lâches et à ambiguïtés fixées. Ces réglages sont conseillés pour des analyses régionales. Les paramètres sont réglés dans le fichier de commande **globk_rep_lx.cmd**, dont nous montrons ci-dessous un exemple (Table 8).

```
* Globk command file for daily repeatabilities and combination
*
sol-file globk_sol
* Input data filter : (1) Max chi*2 (2) Max prefit diff (3) Max
* rotation
* defaults are 100 10000 100000
max_chi 20 10000 10000
*
* Commands to estimate parameters
apr_neu all 20 20 20 0 0 0
*
* Satellite orbital parameters
apr_svs all 0.01 0.1 0.1 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 F F F F F F F F F
*
```

```
* Earth rotation parameters
apr_wob 0.25 0.25 0 0 0 0 0 0
apr_utl 0.25 0 0 0 0 0 0 0
mar_wob 22.8 22.8 3.65 3.65 0 0 0 0
mar_utl 22.8 3.65 0 0 0 0 0
*
* Print options
prt_opt GDL
*
* glorg command file, print options, and output fil
org_cmd glorg_rep_lx.cmd
org_opt BLEN CMDS
PSUM
org_out glorg.out
```

Table 8 : Extrait du fichier *globk_rep_lx.cmd*

Le paramètre `apr_neu` représente les contraintes *a priori* sur les positions (3 valeurs) et les vitesses (3 valeurs) des stations exprimées en déviation $1-\sigma$, en *m* pour les positions et en *m/an* pour les vitesses. Ici il n'y a pas d'écart-type sur les vitesses : elles ne seront pas estimées. Le paramètre `apr_svs` représente les contraintes sur les paramètres orbitaux des satellites. Les quatre suivants (`apr_wob`, `apr_utl`, `mar_wob` et `mar_utl`) représentent les contraintes sur les paramètres de rotation de la Terre. Les réglages de ces paramètres sont ceux conseillés pour des petits réseaux régionaux.

Un autre fichier de commande est appelé, *glorg_rep_lx.cmd*, dont nous présentons un extrait ci-dessous (Table 9).

```
* Globk command file for daily repeatabilities and combination
*
* A priori station coordinates file
apr_file /home/biessy/Gamit/process/tables/itrf05.apr
*
* Define the stabilization frame
stab_site brus glsv kiru mate wtzr zimm
*
* Set parameters to estimate the stabilization
pos_org xtran ytran ztran scale
cnd_hgtv 10 10 4.0 4.0
stab_ite 4 1.0 2.6
```

Table 9 : Extrait du fichier *glorg_rep_cmd*.

Dans ce fichier, le fichier de coordonnées *a priori* utilisé est mentionné, ici **itrf05.apr**. Le système de référence de notre réseau est réalisé par l'utilisation de stations IGS européennes que l'on mentionne au niveau la ligne `stab_site` : ici pour un calcul réseau sur la Bretagne incluse dans un réseau européen, nous avons utilisé les stations BRUS, GLSV, KIRU, MATE, WTZR, ZIMM (Figure 53). Le bloc suivant est le réglage des paramètres à utiliser pour fixer l'origine du système de coordonnées (`pos_org`), les écart-type sur les hauteurs des stations utilisées pour la stabilisation et des caractéristiques de la stabilisation du système de coordonnées (`stab_ite`). Nous utilisons dans ce calcul les translations dans les trois directions (`xtran ytran ztran`) et le facteur d'échelle (`scale`), ce qui est conseillé quand on utilise peu de stations de stabilisation.

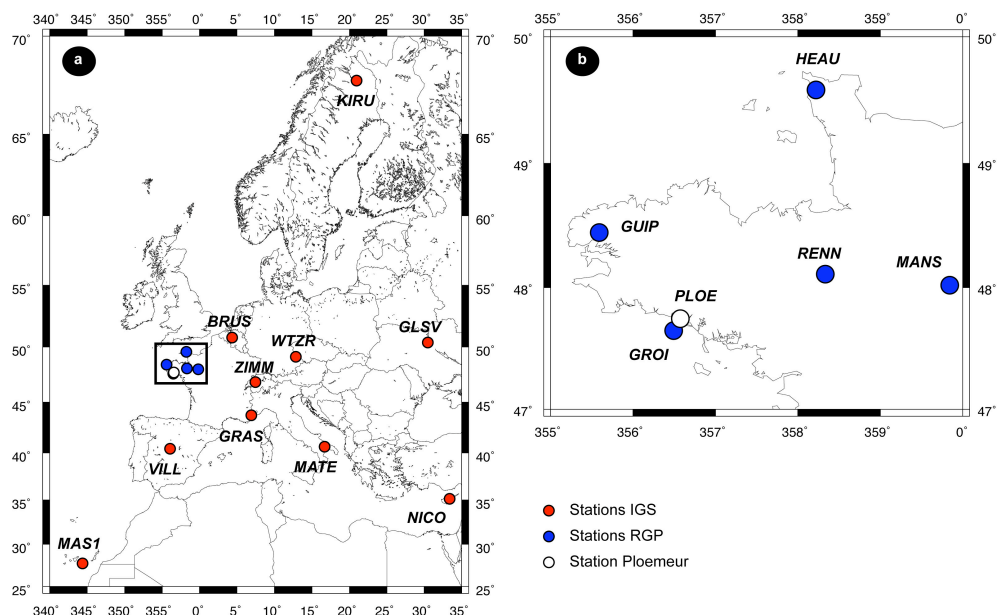


Figure 53 : a) Carte des stations utilisées pour les calculs en réseau ; b) Zoom sur les stations en Bretagne.

5. Construction d'une série temporelle

Les résultats en sortie de GAMIT/GLOBK sont contenus dans le fichier **VAL.ensum**, et sont également stockés sous forme de séries temporelles dans les fichiers **psbase ensum.stat** (avec stat les 4 lettres désignant la station). Le fichier VAL.ensum contient par station et par composante (North, East, Up) : la date (année, mois, jour du mois, heure, minute), la position estimée par GLOBK, l'écart type (σ), la différence Gamit-Globk, l'écart-type si la vitesse de la station est estimée. C'est à partir de ce fichier que nous construisons nos séries temporelles.

5.1 Échelle temporelle

GAMIT/GLOBK positionne la coordonnée déterminée au milieu de la session. Pour une session de 3 heures entre 6h et 9h, la position déterminée se trouve à l'instant 7h29. De la même façon, pour une session de 24 heures entre 0h et minuit, la position déterminée se trouve à l'instant 11h59. Sur nos figures, l'heure de la position ne figure pas lorsque nous représentons l'axe des temps avec une date : dans ce cas, il faut comprendre que la position est déterminée à 11h59. Pour des calculs plus courts (pour l'étude de la surcharge par exemple), nous représentons l'axe des temps avec des jours juliens décimaux, qui prennent en compte l'instant de la position déterminée.

5.2 Choix de l'écart à la moyenne

A partir des résultats contenus dans le fichier VAL.ensum, nous pouvons construire deux séries temporelles :

- une série des écarts par rapport à la moyenne arithmétique des positions :

$$\Delta U_A(t) = U(t) - MA_U = U(t) - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n U(t_i)$$

avec $\Delta U_A(t)$ l'écart à la moyenne arithmétique Up au temps t , $U(t)$ la position Up au temps t , MA_U la moyenne arithmétique des positions Up et n le nombre total de positions (il en est de même pour les positions horizontales North et East).

- une série des écarts par rapport à la moyenne pondérée des positions :

$$\Delta U_p(t) = U(t) - MP_U = U(t) - \frac{\sum_{i=1}^n \frac{U(t_i)}{\sigma(t_i)}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{\sigma(t_i)}}$$

avec $\Delta U_p(t)$ l'écart à la moyenne pondérée au temps t , $U(t)$ la position au temps t , MP_U la moyenne pondérée des positions et $\sigma(t)$ l'écart-type au temps t (il en est de même pour les positions horizontales North et East).

Pour des calculs en ligne de base, que ce soit pour le site de Ploemeur et pour celui du bassin du Saïs, les différences entre les moyennes arithmétiques et pondérées sont largement inférieures au millimètre pour les composantes horizontales et de l'ordre du millimètre, voire légèrement inférieures, pour la composante verticale (Tableau 10).

Station	Calcul	Up moyen arithmétique - Up moyen pondéré (mm)
MF1M	MF1M/EPUR	0,920
MF3M	MF3M/EPUR	0,218
PLOE	PLOE/EPUR	2,237
GUIP	Réseau	1,117
GROI	Réseau	1,029
HEAU	Réseau	1,362
MANS	Réseau	0,040
PLOE	Réseau	0,515
RENN	Réseau	1,305
HAJK	HAJK/ELHA	-0,121
ELHA	ELHA/HAJK	0,141
GOUR	GOUR/ELHA	-0,057
	GOUR/HAJK	0,141

Tableau 10 : Différences entre l'altitude moyenne arithmétique et l'altitude moyenne pondérée pour les stations des études (Bretagne et Maroc), selon le type de traitement.

Puisque nous retirons la même quantité à chaque valeur de la position (moyenne arithmétique ou pondérée) et que ces deux grandeurs diffèrent au maximum de 2 mm, les tendances à court, moyen et long terme sont identiques selon que l'on représente l'écart à la moyenne arithmétique ou l'écart à la moyenne pondérée (Figure 54). L'écart entre les deux séries temporelles est l'écart entre les deux moyennes. Nous avons choisi de représenter, pour toutes nos séries temporelles, que ce soit pour des calculs en ligne de base ou en réseau, les écarts à la moyenne pondérée, qui prennent en compte les écarts-types de GLOBK.

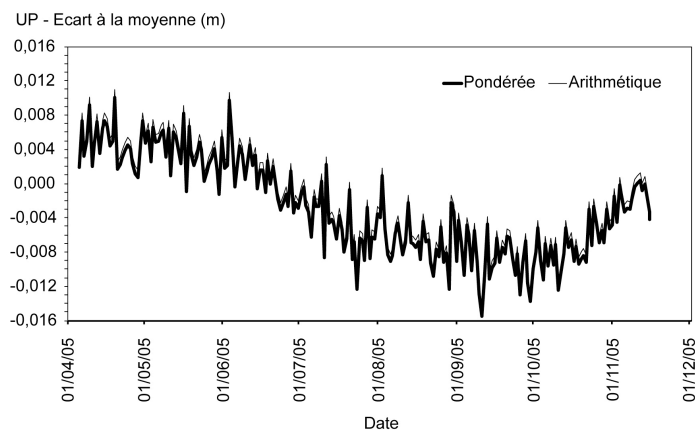


Figure 54 : Comparaison entre l'écart à la moyenne arithmétique et l'écart à la moyenne pondérée pour la composante Up – Traitement en ligne de base entre MF1M et EPUR.

6. Influence de la durée de la session : 3 h ou 24 h ?

Lors de notre étude de la déformation verticale à Ploemeur et au Maroc, nous avons utilisé des sessions de 24 heures qui améliorent de façon évidente le niveau de bruit des séries temporelles et qui permettent de « moyenner » certains effets comme la surcharge océanique (Figure 55a).

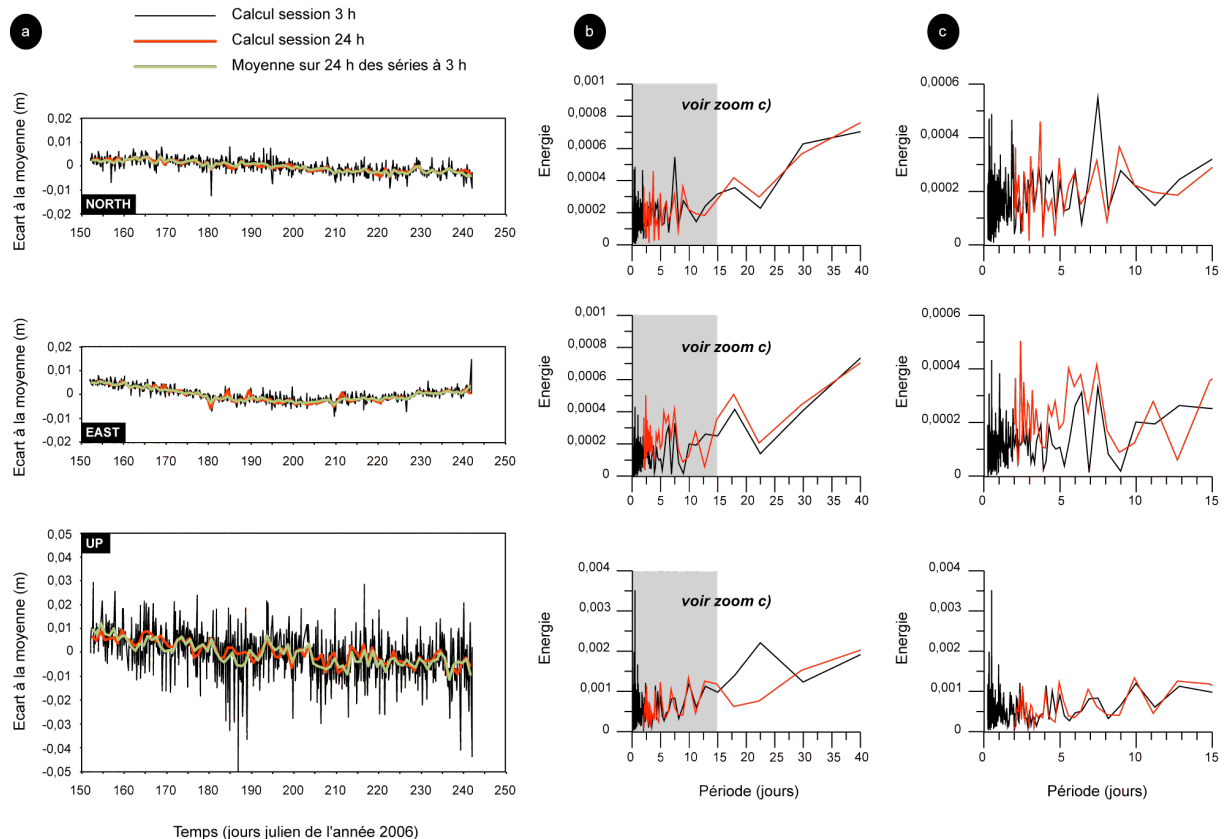


Figure 55 : a) Séries temporelles de la ligne de base MF1M-EPUR avec le modèle de surcharge océanique, déterminée lors d'un calcul de sessions de 3 h et de 24 h. La courbe verte est une moyenne sur 24 heures sans recouvrement de la série temporelle calculée avec des sessions de 3 heures, pour une comparaison avec la série temporelles calculée avec des sessions de 24 heures ; b) Contenus fréquentiels des séries temporelles à 3 heures et 24 heures ; c) Zoom de la figure b) sur les périodes allant de 0 à 15 jours.

Pour comparaison, nous avons également calculé une moyenne sur 24 heures sans recouvrement de la série temporelle à 3 heures. Le calcul avec des sessions de 24 heures montre une grande similarité avec cette moyenne. De plus, les contenus fréquentiels des séries à 3 heures et à 24 heures (cf. annexe 2. Analyse fréquentielle de Fourier) montrent un bon accord pour les longues périodes (Figure 55b), surtout pour les composantes horizontales ; sur la composante verticale, il existe un pic situé entre 20 et 25 jours pour la série à 3 heures que l'on ne retrouve pas pour la série à 24 heures. Pour des périodes inférieures à 15 jours, les contenus fréquentiels montrent quelques similarités pour les composantes horizontales (Figure 55c) ; l'accord est meilleur pour la composante verticale. Il subsiste des pics semi-diurne, tiers-diurne et diurne sur la série à 3 heures. Les périodes inférieures à 2 jours ne sont pas visibles pour la série à 24 heures en raison du pas d'échantillonnage, la comparaison n'est donc pas possible.

De telles séries obtenues avec des sessions de 24 heures ne permettent évidemment pas d'étudier la surcharge océanique, qui présente des périodes plus courtes. Elles sont par contre adaptées pour des études de processus qui ont des périodes caractéristiques plus

longues, comme la déformation hydrogéologique et hydrologique de périodicité sub-annuelle (cf. chapitres 4 et 5).

7. Comparaison calcul en ligne de base / calcul réseau

Les calculs effectués en ligne de base pure permettent de déterminer les variations de positions d'une station par rapport à une autre dite de référence, fixée dans le calcul. Ce type de traitement a été réalisé dans un souci de continuité par rapport aux précédentes études réalisées sur le site de Ploemeur. Nous avons voulu vérifier la qualité de ce traitement en le comparant avec un calcul réseau.

7.1 Description des traitements effectués

D'une part, un calcul en ligne de base pure avec des sessions de 3 heures avec le modèle de surcharge FES2004 a été réalisé entre les stations PLOE (sur le site de Ploemeur) et GROI, sur l'île de Groix (Figure 53), avec cette dernière supposée station de référence fixée dans le calcul. Les paramètres de ce calcul se trouvent en paragraphe 4.1.

D'autre part, un calcul réseau incluant des stations RGP dans la Grand Ouest et des stations IGS en Europe (Figure 53) a également été réalisé, avec des sessions de 3 heures avec le modèle de surcharge océanique FES2004, permettant de calculer les variations absolues de chaque station. Les paramètres de ce calcul se trouvent en paragraphe 4.2. La différence entre les séries temporelles des stations PLOE et GROI a été comparée avec la série temporelle PLOE/GROI obtenue avec le calcul en ligne de base pure.

Les deux calculs ont été réalisés sur la période entre le 11 mai et le 14 juin 2007 (131-165 en jours juliens).

7.2 Résultats de la comparaison ligne de base/réseau

Les résultats de cette comparaison sont représentés en Figure 56. Les deux séries temporelles montrent des variations similaires sur le moyen terme et sur le long terme (Figure 56 A). La grande différence se situe sur le court terme, en raison de l'ajout de bruit haute fréquence par le traitement avec des sessions de 3 heures. Pour palier à cela, une moyenne glissante sur 8 points (24 heures) a été calculée : les deux nouvelles séries temporelles comportent toujours 8 points par jour, mais avec l'équivalent d'un calcul réalisé avec des sessions glissantes de 24 heures. Les variations à hautes fréquences sont ainsi filtrées pour ne conserver que le comportement moyen (Figure 56 B). Les variations sont comprises entre ± 5 mm sur les composantes horizontales et entre ± 1 cm pour la composante verticale. Ces deux séries temporelles présentent un très bon accord visuel sur les composantes North et East. Sur la composante Up, cette corrélation est moins parfaite (les flèches indiquent les différences majeures entre les deux séries), mais présente des périodes d'accord, en terme de dynamique et en terme d'amplitude. Pour mieux illustrer cela, nous avons calculé la moyenne de la différence des deux séries temporelles : écart ligne de base (LB) – écart réseau (R) (Figure 56 C). Pour les composantes North et East, la différence est comprise entre ± 3 mm et entre -2 et 1 mm, respectivement, c'est-à-dire dans la fenêtre de la précision du calcul GAMIT, environ 5 mm. Pour la composante Up, la différence LB – R présente des valeurs comprises à 85% dans la fenêtre de précision du calcul GAMIT.

D'un point de vue du contenu fréquentiel (Figure 57), il n'y a pas de pics, mis à part un pic diurne sur la composante Up en ligne de base (Figure 57 B, Up), que l'on retrouve dans la série temporelle réseau mais avec une amplitude moindre, et un pic semi-diurne sur la composante North en ligne de base (Figure 57 B, North), que l'on ne retrouve pas dans la série temporelle réseau. Ces pics peuvent être engendrés par un effet de surcharge résiduel

malgré le traitement en ligne de base courte et l'application de modèle de surcharge océanique FES2004.

7.3 Conclusion

Cette étude montre que pour quantifier les variations de positions entre deux stations proches, le calcul relatif en ligne de base pure et la différence des séries absolues présentent des résultats assez similaires en terme d'amplitude si l'on se limite à des études de signaux de déformation sur le long terme, avec des écarts moyennés bien inférieurs à la précision du calcul GAMIT pour les composantes North et East (à 100%) et pour la composante verticale Up (à 85%). La méthodologie précédemment menée sur le site de Ploemeur (en ligne de base pure entre les stations du site de pompage et la station de référence), les résultats similaires entre les deux méthodologies (différentiel direct en ligne de base pure ou différentiel entre séries absolues du calcul réseau) et la grande différence de temps de calcul entre les deux stratégies ont favorisé le choix des calculs en ligne de base pure pour les études locales de déformation liée aux phénomènes hydrogéologiques.

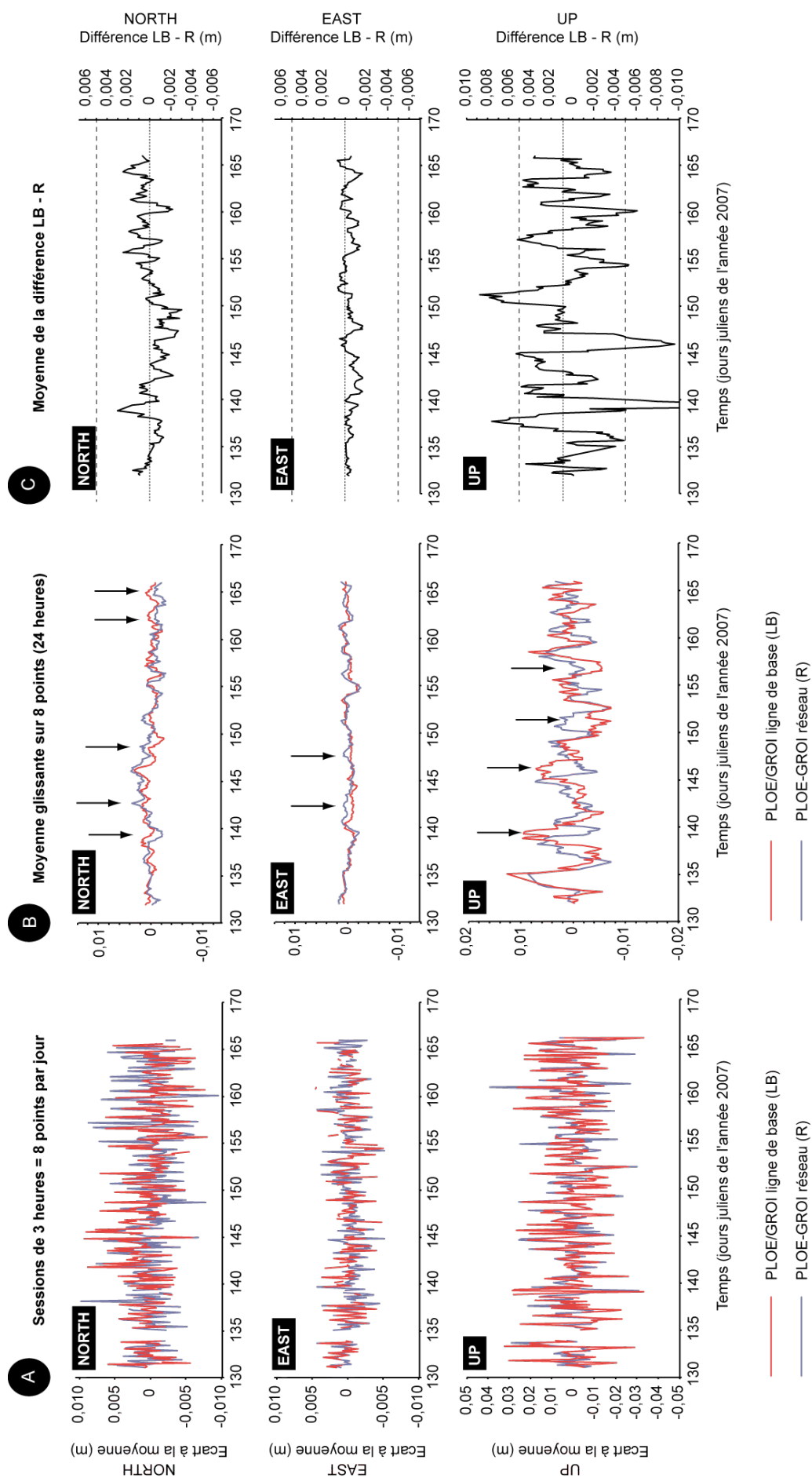


Figure 56 : Comparaison des traitements en ligne de base pure et en réseau entre les stations PLOE et GROI. A : Séries temporelles de la ligne de base pure entre PLOE et GROI (en rouge) et de la différence des séries temporelles absolues obtenues par le calcul réseau de PLOE et GROI (en bleu). B : Moyenne glissante sur 8 points (24 heures) des séries temporelles représentées en A. C : Moyenne de la différence entre la série temporelle de PLOE et celle de GROI. Les lignes en pointillées à ± 5 mm représentent l'erreur du calcul GAMIT. Notez les échelles verticales différentes entre le UP et les deux composantes horizontales dans la colonne A.

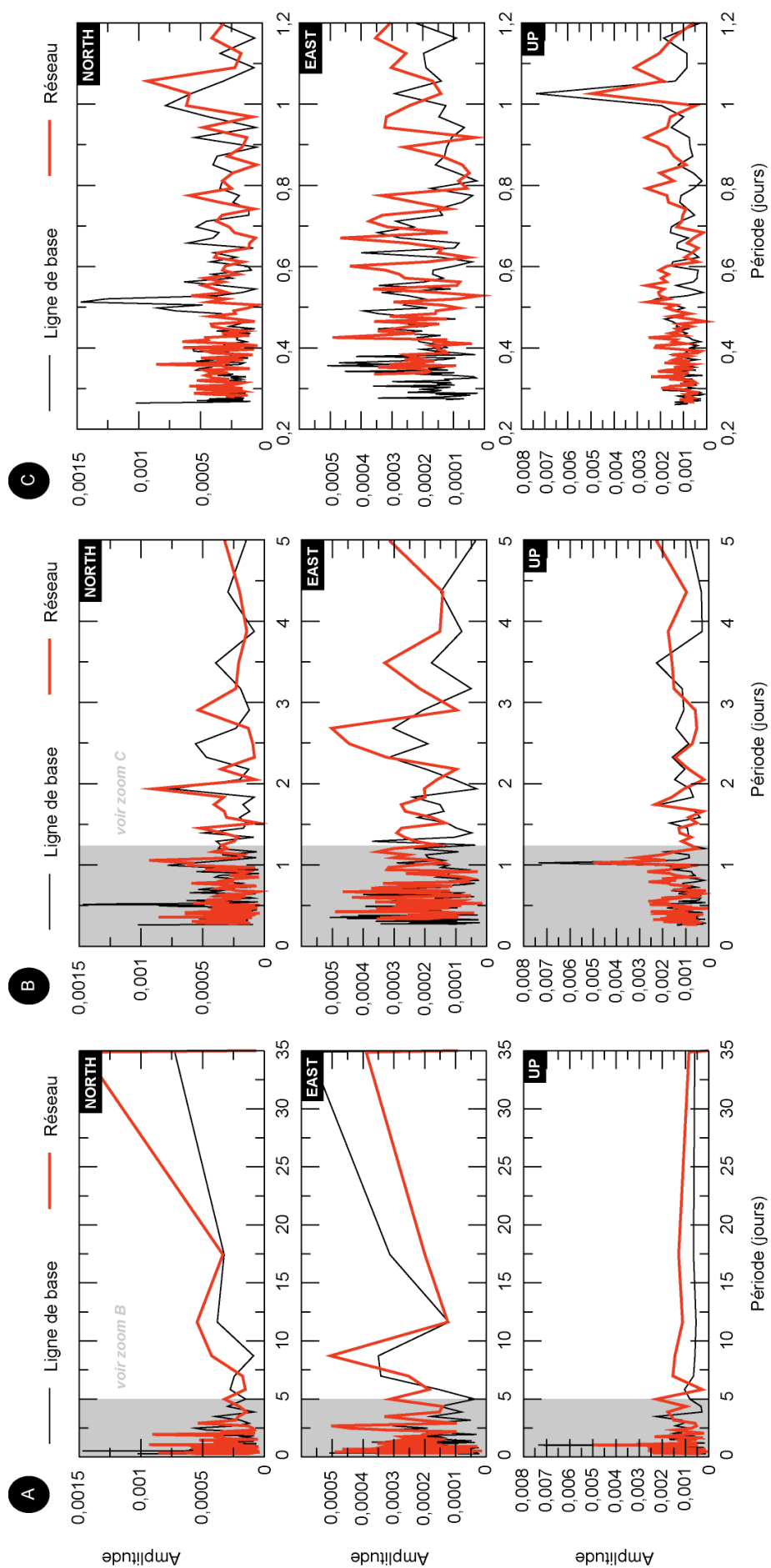


Figure 57 : Contenus fréquentiels par composante des séries temporelles PLOE/GROI (ligne de base pure, en noir) et PLOE-GROI (calcul réseau, en rouge). A : pour les périodes entre 0 et 35 jours. B : pour les périodes entre 0 et 5 jours. C : pour les périodes entre 0,2 et 1,2 jour.

8. Comparaison des stratégies TGO et GAMIT

Une première étude de la déformation sur le site de Ploemeur a été réalisée par Moreau et al. (2006), dans laquelle les données GPS avaient été traitées avec le logiciel constructeur de Trimble, Trimble Geomatics Office (TGO). Les résultats obtenus avec GAMIT/GLOBK ont été comparés avec TGO, sur la période avril 2005-novembre 2006. Les paramètres choisis dans GAMIT sont ceux explicités dans le paragraphe 4.1, qui sont assez similaires à ceux qui étaient introduits dans TGO dans les traitements antérieurs.

8.1 Rapide comparaison des logiciels TGO et GAMIT

Le logiciel TGO présente l'avantage d'avoir une interface graphique plutôt conviviale et facile à prendre en main et à utiliser. Les réglages y sont assez peu nombreux. Mais il présente les inconvénients de ne pas pouvoir s'automatiser et de fonctionner en boîte noire. Le premier point oblige à répéter les opérations pour chaque jour de données. Le second point empêche un réglage plus personnel de certains paramètres, comme les *mapping functions* pour la modélisation de la troposphère. C'est pour ces diverses raisons que nous sommes ensuite passé au logiciel GAMIT, qui permet de lancer des traitements de plusieurs centaines de jours en une seule ligne de commande. GAMIT tourne sous un environnement Unix sans interface graphique. Les paramètres à régler sont très nombreux, tout comme les étapes de préparation au calcul. Enfin, GAMIT est reconnu et largement utilisé par la communauté scientifique géodésique.

8.2 Résultats

Les séries temporelles obtenues avec GAMIT ont été comparées avec celles obtenues précédemment avec TGO, composante par composante, et représentées sur la même figure (Figure 58).

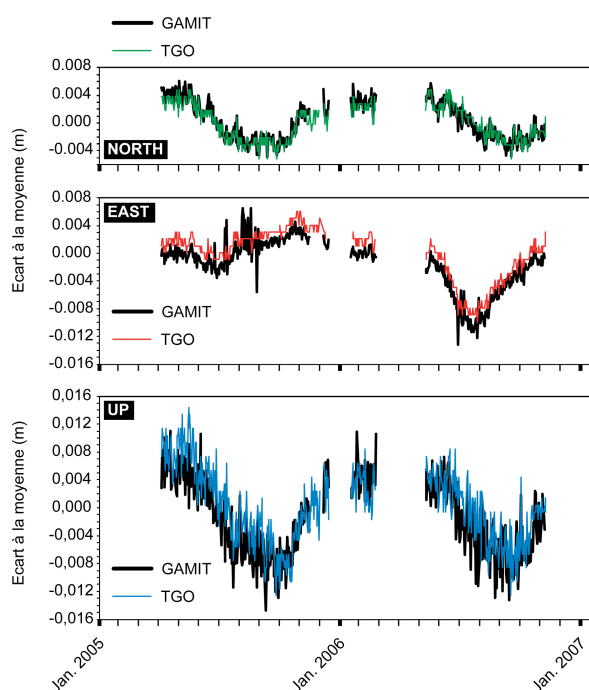


Figure 58 : Comparaison des séries temporelles obtenues avec des traitements TGO et GAMIT pour la ligne de base MF1-EPUR.

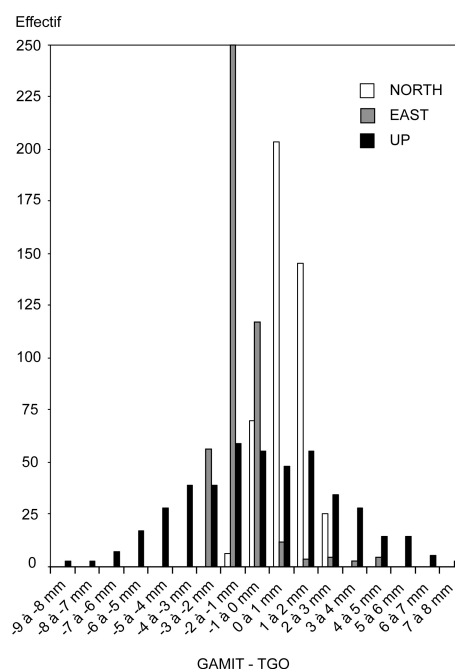


Figure 59 : Différences journalières GAMIT-TGO.

Les deux jeux de données sont représentés en terme d'écarts à la moyenne (arithmétique pour TGO, pondérée par les écarts-types de GLOBK pour GAMIT). Sur la période avril 2005-novembre 2006, les deux traitements montrent un excellent accord, que ce soit en terme de variations dans le temps, d'amplitude horizontale et verticale, de changement de déplacement (Nord-Sud, Est-Ouest, subsidence-uplift).

Les différences journalières GAMIT – TGO (Figure 59) sont comprises entre -4 et 4 mm à 100% pour la composante North et à 99% pour la composante East : les écarts entre les deux séries temporelles, sur les composantes horizontales, sont dans la barre d'erreur de la mesure GPS. Pour la composante Up, les écarts sont plus diffus, mais toujours en majorité compris entre -4 et 4 mm (79%). Ils sont à 13% compris entre -8 et -4 mm et à 8% entre 4 et 8 mm.

8.3 Conclusion

Pour ce type d'étude très locale, avec des récepteurs GPS mono-fréquence et un traitement différentiel sur une ligne de base très courte, TGO et GAMIT produisent des lignes de bases quasiment identiques, avec des écarts inférieurs 4 mm (à 100% pour les composantes horizontales et à 79% pour la composante verticale). Nous avons donc pu valider nos choix pour les paramètres GAMIT et nous avons appliqué ce traitement pour la totalité des données de MF1M ainsi que pour les données de MF3M et PLOE. Pour des applications ne nécessitant pas de connaissances approfondies en géodésie, de courte durée (quelques jours à deux ou trois mois, donc pour un volume relativement peu important de données) et nécessitant un calcul en ligne de base, le logiciel TGO suffit amplement. GAMIT permet une automatisation du calcul et la manipulation d'un grand volume de données sur des sessions plus longues, mais demande des connaissances géodésiques plus importantes et un travail de préparation en amont conséquent.

Conclusions

Nos deux sites d'études sont situés dans des zones à sismicité modérée, où les déformations tectoniques y sont supposées faibles. Elles sont tout de même situées dans des zones sujettes à la surcharge océanique (en tout cas pour le site de Ploemeur en Bretagne, ce phénomène n'étant jusqu'à présent pas étudié au Maroc), et surtout à l'aplomb de zones aquifères importantes. La mesure de la déformation par GPS nécessite une grande précision pour quantifier des déplacements *a priori* centimétriques. Dans la continuité des études de mesure de la déformation par GPS sur le site breton, et dans l'optique de quantifier la déformation engendrée par les processus hydrogéologiques, nous avons établi une stratégie de traitement en ligne de base avec le logiciel GAMIT/GLOBK, entre les stations des sites déformés (site de pompage en Bretagne, plaine du Saïs au Maroc) et les stations situées dans des zones déconnectées de l'influence des aquifères (site d'épuration en Bretagne, Causse Moyen Atlasique au Maroc), considérées comme stations de référence et fixées dans le calcul GAMIT. Les premiers résultats obtenus avec GAMIT/GLOBK avec cette stratégie présente des résultats tout à fait similaires à ceux obtenus avec TGO lors des premiers traitements de données à Ploemeur. Cette stratégie a été choisie pour effectuer le même type de traitement en ligne de base au Maroc.

Pour ce qui est des calculs en réseau, nous nous sommes inspirés des précédentes études menées en Bretagne (Llubes et al. 2001 ; Melachroinos et al. 2007 ; Vergnolle et al. 2008 ; Llubes et al. 2008), avec des calculs réseaux incluant des stations RGP et IGS. Ces calculs réseaux nous ont permis d'étudier la différence entre un différentiel entre deux séries temporelles obtenues avec le calcul réseau et un traitement en ligne de base pure entre les deux mêmes stations. Les résultats montrent des similarités qui nous encouragent, pour des études très locales, à continuer dans la voie du traitement en ligne de base pure. Nous développerons dans le chapitre 6 les résultats obtenus pour l'étude de l'influence de notre

stratégie en ligne de base pure et de l'utilisation d'un modèle de surcharge dans le calcul GAMIT sur le filtrage des composantes de marées.

Ces stratégies sont utilisées dans les études que nous avons menées en Bretagne et au Maroc, à savoir la quantification et la caractérisation de la déformation actuelle en relation avec différents processus (processus hydrologiques et hydrogéologiques, surcharge océanique et tectonique), que nous présentons dans les chapitres suivants.

CHAPITRE 4

LA DEFORMATION ACTUELLE PLURI-ANNUELLE DU SOL DANS UNE REGION INTRAPLAQUE APPLICATION AU SITE DE PLOEMEUR (BRETAGNE)

CHAPITRE 4 : LA DEFORMATION ACTUELLE PLURI-ANNUELLE DU SOL DANS UNE REGION INTRAPLAQUE - APPLICATION AU SITE DE PLOEMEUR (BRETAGNE)

Introduction

Le site de Ploemeur (Bretagne) fait depuis quelques années l'objet de nombreuses études hydrologiques, hydrogéologiques, géophysiques et géodésiques. Ces dernières ont pour but, entre autre, de quantifier et de caractériser la déformation du sol à l'aplomb d'un aquifère granitique fracturé. Malgré le caractère cristallin et donc *a priori* peu déformable du site, la première étude menée à moyen terme sur une période de 7 mois a permis de montrer l'existence de cette déformation avec 2 cm d'amplitude sur la composante verticale (Moreau et al. 2006).

Notre étude se place dans la continuité de ces premiers travaux. Le but de celle-ci est de contraindre les processus entrant en jeu dans la déformation du sol sur le long terme, avec une attention particulière sur les effets hydrologiques et hydrogéologiques qui sont peu pris en compte dans les études actuelles de déformation globale. L'étude est basée sur une acquisition de données GPS sur quatre années au dessus de l'aquifère cristallin fracturé de Ploemeur.

Le but de cette étude est (1) d'analyser la déformation 3D du site et (2) d'étudier les relations entre la déformation verticale du sol et les variations hydrogéologiques. D'autres processus, comme l'hydrologie de subsurface, ont été étudiés et mis en relation avec la déformation de surface pour mieux expliquer la dynamique du signal de déformation.

De plus, le Massif Armoricaïn est la troisième région la plus sismique de France et est sujette à une surcharge océanique de haute énergie. A moins d'un événement majeur et en raison d'une période d'acquisition de données trop courte, le processus de déformation d'origine tectonique ne sera pas étudié. Quant à la surcharge océanique, elle sera étudiée de façon locale, dans le chapitre 6, où nous étudierons plus particulièrement la prise en compte de cet effet dans le traitement en ligne de base.

1. Cadres de l'étude

1.1 Contexte scientifique de l'étude de l'aquifère de Ploemeur : l'ORE H+

Le site de Ploemeur est étudié dans le cadre de l'ORE H+ (Observatoire de Recherche en Environnement), au même titre que les sites de Poitiers et de Cadarache. Le service d'observation H+ a été créé en 2002 avec trois missions principales. La première mission est de maintenir et de coordonner un réseau de sites expérimentaux capables de fournir des données pertinentes – y compris des chroniques ou expériences long terme – pour la compréhension du cycle de l'eau et des éléments transportés dans les aquifères. Le couplage mesures/théories/modèles est une deuxième mission fondamentale de l'observatoire H+. La modélisation, à quelque niveau qu'elle soit, est un outil indispensable à la prédiction. L'observatoire a pour vocation de créer un lien pérenne entre les équipes de recherche intéressées par les aspects théoriques, numériques ou expérimentaux des transferts en milieu hétérogène. L'observatoire H+ a enfin pour troisième mission d'établir un partenariat entre la recherche fondamentale, la formation initiale et continue et l'expertise : bureaux d'études, régie de l'eau, etc. Les sites de H+ accueillent des étudiants et des professionnels dans le cadre de formations sur l'exploitation de la ressource et la prévention des risques environnementaux.

Le site de Ploemeur dispose d'une couverture piézométrique très dense avec une cinquantaine de forages de 30 à 150 m de profondeur, d'une couverture géodésique avec trois stations GPS disposées sur le site de pompage, et d'une instrumentation inclinométrique. Ce dispositif permet de réaliser des suivis long terme – hydrologiques, hydrochimiques et géophysiques – et des expérimentations innovantes sur les propriétés hydrologiques des milieux hétérogènes et la déformation occasionnée par les processus hydrogéologiques. En collaboration avec la Régie municipale « Eau et Assainissement » de la ville de Ploemeur, le site est suivi par une équipe de l'IFR CAREN et de l'UMR Géosciences Rennes pour, entre autre, développer les méthodes de suivi des déplacements du sol en relation avec les variations de niveaux de nappes, domaine dans lequel nous intervenons dans le cadre de cette thèse,

Notre étude se place dans le projet ANR Hydrogéodésie, dont l'objectif est de comprendre l'impact des variations du signal hydrologique sur les variations du signal géodésique. Sur le site de Ploemeur, la déformation du sol est mesurée par GPS et inclinométrie, et les variations de masse mesurées par gravimétrie, en réponse aux variations de niveaux de nappe. Le suivi se fait sur le long terme mais aussi à l'occasion d'expériences de pompage où de nombreux instruments de mesures géophysiques et hydrologiques sont rassemblés.

1.2 Historique de l'aquifère

Le site hydrogéologique est situé sur la commune de Ploemeur, à l'ouest de Lorient (Morbihan, France), au bord de l'océan Atlantique. Le site expérimental se trouve au nord de la commune, au lieu-dit Kermadoye, à proximité de la base aéronavale de Lann-Bihoué et de la départementale D163 (Figure 49, Figure 60).

La découverte de l'aquifère de Ploemeur s'est faite en 1990, lorsque le conseil municipal décida de débiter une prospection des ressources en eaux souterraines de la commune. La seule source d'eau potable de la commune était alors les eaux pompées dans l'étang de Lannenec, dont la qualité se dégradait progressivement à cause de concentrations d'algues vertes et de chlorures élevées, révélant une pollution agricole et une intrusion d'eau salée. L'objectif était de localiser sur la commune un site qui permette un débit d'exploitation supérieur à 50 m³/h en continu, dans le but d'alimenter la commune en eau potable uniquement à partir des ressources en eau souterraine.

Le bureau d'étude Géoarmor a mené cette prospection et a appliqué la démarche classique utilisée en hydrogéologie : bilan des forages existants, étude de photos aériennes, sélection de sites favorables, prospection géophysique, forages de reconnaissance, évolution de la productivité de l'aquifère par essai de pompage, forage d'exploitation. Sept sites ont été sélectionnés et des forages de reconnaissance ont été réalisés : aucun de ces sites ne présentait de ressources en eaux souterraines assez importantes pour alimenter la commune (15000 habitants à l'époque).

Un dernier forage, atteignant une profondeur de 100 m, a été réalisé à l'aveugle sur un terrain communal, situé dans un fond de vallée à proximité de la base de Lann-Bihoué : une importante quantité d'eau a alors surgi du forage, mettant en évidence une arrivée d'eau majeure. L'exploitation de l'aquifère de Ploemeur et l'alimentation en eau potable des habitations de la commune pouvaient alors commencer (Touchard, 1999).

1.3 Contexte géologique

Le site de pompage de Ploemeur est situé à l'intersection de deux structures tectoniques régionales (Figure 60) :

- un contact entre des formations micaschisteuses au nord et des formations granitiques tardi-hercyniennes au sud, de pendage 30° environ vers le nord,
- et un zone de faille tardive et dextre orientée N020° et pendant de 70° vers l'est.

La zone de contact structural est large d'environ 100 m, avec des enclaves de micachistes et des dykes granitiques. La déformation ductile au sein du micaschiste augmente vers le contact. Cette déformation est attribuée à la mise en place du granite et a été réactivée par

CHAPITRE 4 : LA DEFORMATION ACTUELLE PLURI-ANNUELLE DU SOL DANS UNE REGION INTRAPLAQUE – APPLICATION AU SITE DE PLOEMEUR (BRETAGNE)

la déformation cassante tardive. Le contact apparaît comme une zone de fracture hétérogène avec des lithologies variées. Le passage des granites aux micaschistes s'effectue sans transition et les récurrences granitiques au nord du contact sont rares. Par contre, au sud de ce dernier, et particulièrement dans la région de Ploemeur, on observe plusieurs enclaves micaschisteuses. Un réseau de fractures en relais jalonne toute cette bordure, témoignant de l'existence de tensions exceptionnelles qui ont accompagné la mise en place du granite.

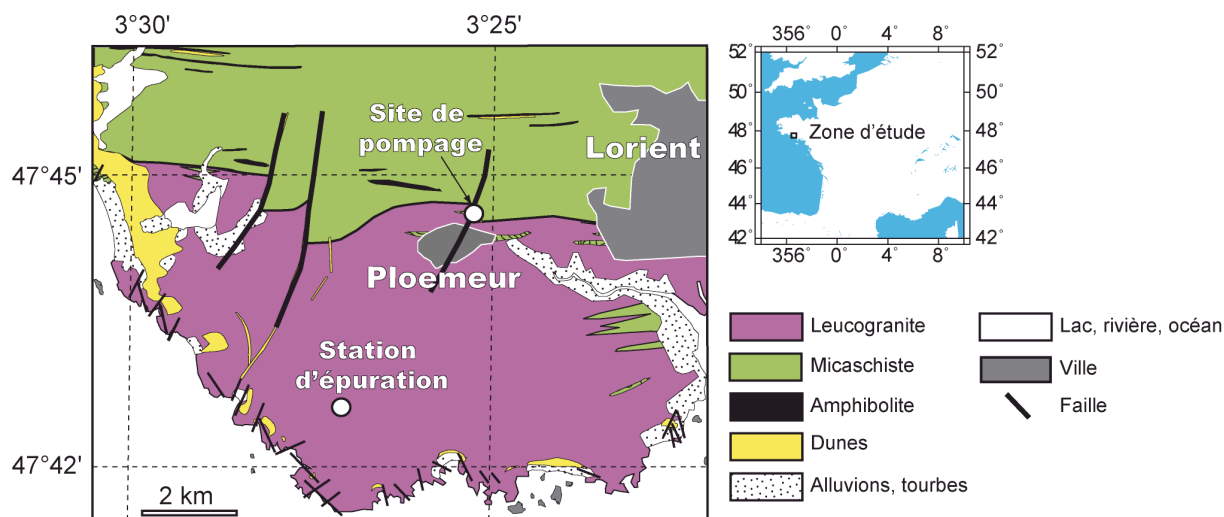


Figure 60 : Carte géologique de la zone de l'aquifère de Ploemeur, modifié d'après la carte géologique au 1/50000 de la région de Lorient (n°383) et P. Jégouzo (com. pers.).

1.4 Contexte tectonique et sismicité

La zone d'étude est située au sein du Massif Armoricain, sur le littoral atlantique. La structure actuelle du Massif Armoricain résulte d'une longue histoire géologique, principalement précambrienne et paléozoïque, marquée par deux orogénèses : cadomienne (620 à 540 Ma) et hercynienne (440 à 290 Ma). Il apparaît comme un ensemble de blocs limités par de grandes discontinuités tectoniques en éventail se fermant vers l'Ouest qui délimitent plusieurs grandes zones : le Domaine Nord Armoricaire situé au nord du Cisaillement Nord-Armoricain, le Domaine Médio-Armoricain situé entre les deux cisaillements, et le Domaine Sud-Armoricain, au sud du Cisaillement Sud-Armoricain (Le Corre et al. 1991). Notre zone d'étude se situe dans ce dernier domaine, où les effets de l'orogénèse hercynienne sont les plus importants.

La sismicité du Massif Armoricain présente un caractère diffus (Figure 61), avec des magnitudes globalement faibles, inférieures à 3 : on compte environ une douzaine de séismes de magnitude supérieure ou égale à 4 depuis 1962 (Mazabraud, 2004). Parmi les plus récents et les plus importants dans la région, on peut citer le séisme de Lorient de magnitude $M_w = 4,3$, survenu le 30 septembre 2002 (Perrot et al. 2005). Les résultats récents d'inversion de mécanismes aux foyers montrent que le Massif Sud Armoricaire présente un régime extensif, en failles normales, avec une composante décrochante non triviale (Mazabraud, 2004 ; Mazabraud et al., 2005).

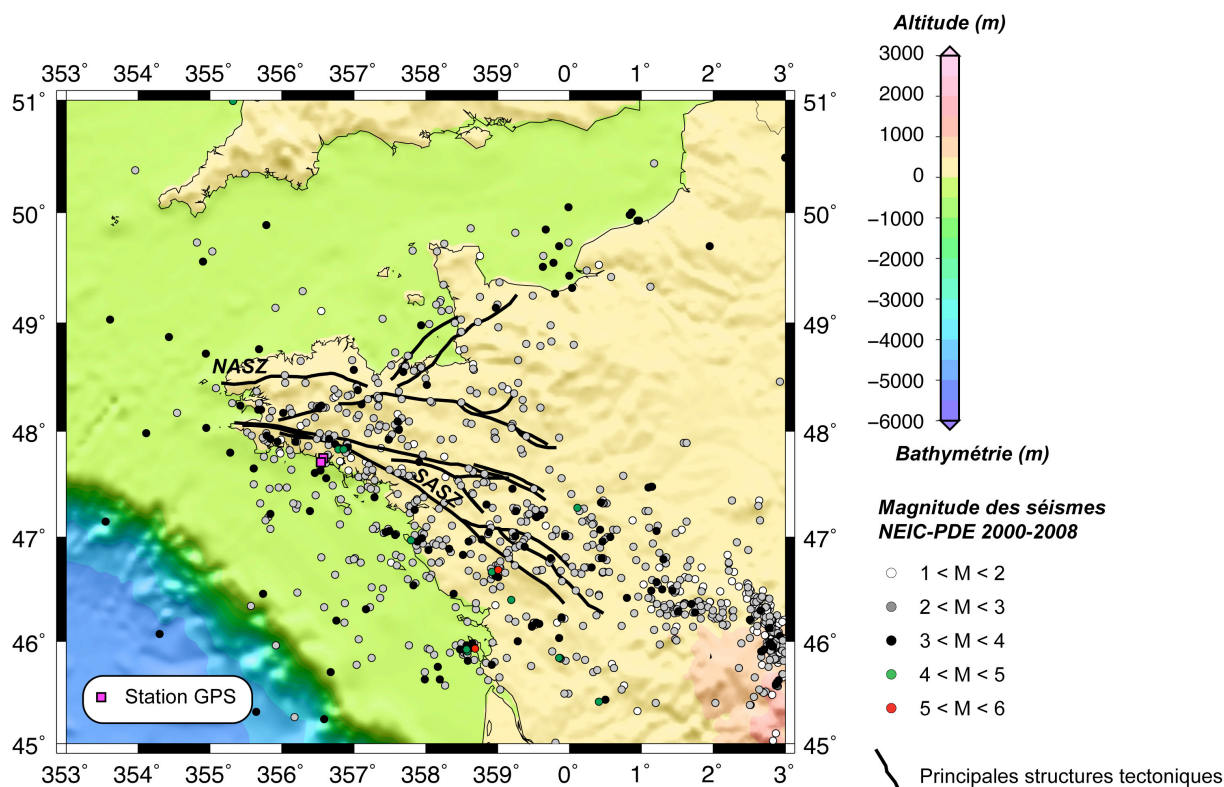


Figure 61 : Sismicité du Grand Ouest de la France, d'après le catalogue NEIC-PDE, entre 2000 et 2008, et principales structures tectoniques de la Bretagne (NASZ : Cisaillement Nord-Armoricain, SASZ : Cisaillement Sud-Armoricain) (modifié d'après Le Corre et al. 1991). Les stations GPS de Ploemeur sont représentées par les carrés roses.

2. Déformation actuelle pluri-annuelle

Dans ce paragraphe, nous présentons tout d'abord les données GPS en terme de matériel utilisé et de disponibilité. Nous redonnerons ensuite la stratégie de calcul, qui est présentée en détail dans le chapitre 3. Nous présentons enfin les résultats des calculs GPS sous la forme de séries temporelles pour trois lignes de base.

2.1 Données GPS

2.1.1 Matériel

L'étude de la déformation du sol sur le site de pompage de l'aquifère de Ploemeur se fait grâce à trois récepteurs GPS (Figure 62e):

- La station PLOE (Figure 62b) est équipée d'un récepteur bi-fréquence Trimble NetRS. Elle est installée sur un pilier en béton d'environ 3 m de hauteur. Cette station a été installée en décembre 2006, à proximité de la station M1FM (Figure 62e), celle-ci devant être déplacée sur un autre point du site de pompage. La station PLOE est intégrée au réseau RENAG (<http://webrenag.unice.fr>) : nous pouvons suivre son fonctionnement et récupérer les fichiers journaliers à distance depuis le laboratoire (ces fichiers étant automatiquement envoyés sur le serveur du RENAG). La fréquence d'acquisition est de 30 s.
- La station M1FM (Figure 62c) est équipée d'un récepteur mono-fréquence Trimble 4600LS et est installée sur un trépied. Les deux stations MF1M et PLOE sont

CHAPITRE 4 : LA DEFORMATION ACTUELLE PLURI-ANNUELLE DU SOL DANS UNE REGION INTRAPLAQUE – APPLICATION AU SITE DE PLOEMEUR (BRETAGNE)

maintenues à ces positions pour étudier leurs comportements (mono- vs bi-fréquence, pilier en béton vs trépied). Les électroniques de réception de ces deux stations sont installées dans le cabanon en bois (Figure 62a), qui sera remplacé par une structure en dur à l'automne 2009. La fréquence d'acquisition est de 60 s.

- La station MF3M (Figure 62d) est équipée d'un récepteur mono-fréquence Trimble 4600LS, comme MF1M. Elle est installée sur un pilier en béton de 2,515 m de haut. L'électronique de réception est installée dans un tube en PVC. La fréquence d'acquisition est de 60 s.

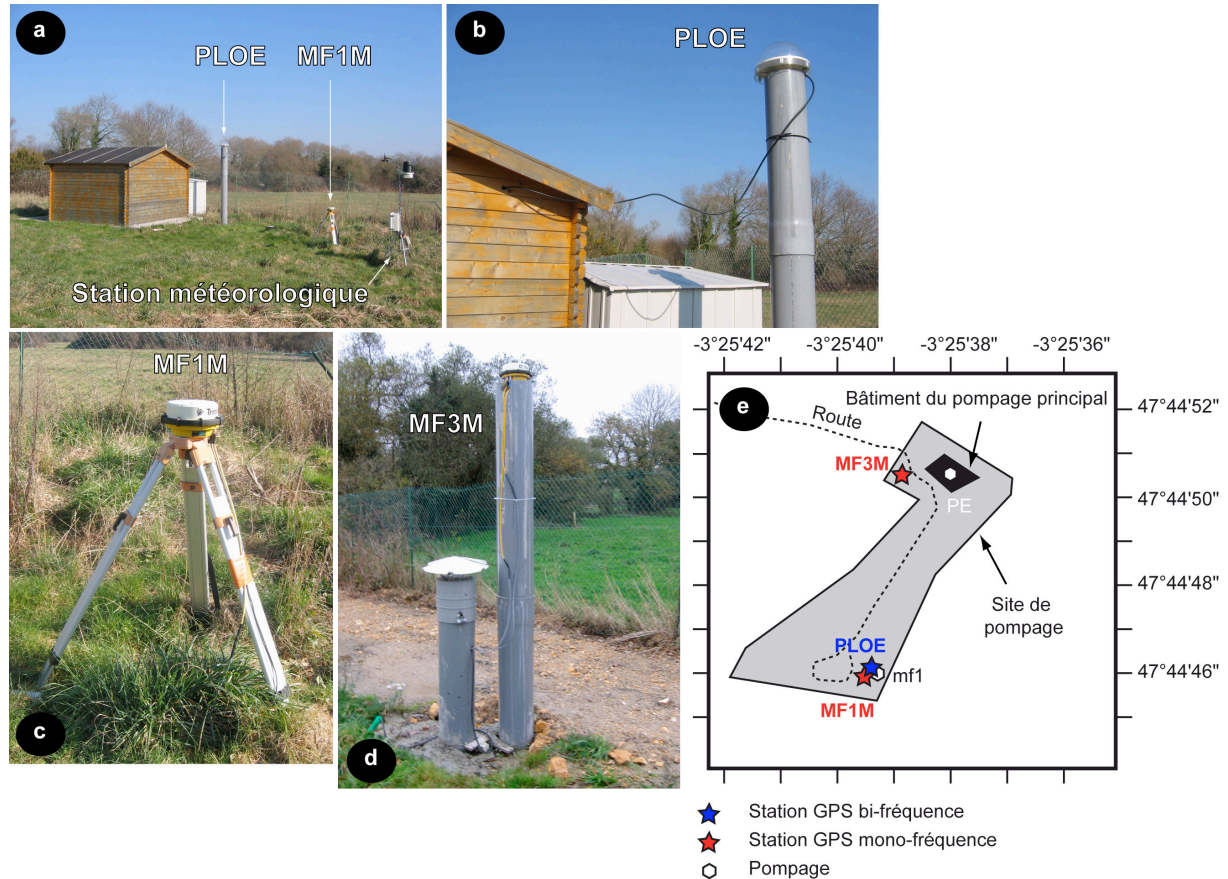


Figure 62 : Stations GPS sur le site de pompage de Ploemeur. a) Les stations PLOE sur son pilier en béton et MF1M sur son trépied ; on aperçoit également la station météorologique et le cabanon dans lequel sont installées les électroniques de réception ; b) Gros plan sur la station PLOE ; c) Gros plan sur la station MF1M ; d) La station MF3M, sur son pilier en béton, l'électronique de réception étant installée dans le petit tube PVC ; e) Carte de localisation des stations GPS sur le site de pompage de Ploemeur.

La station de référence EPUR (Figure 63) est équipée d'un récepteur mono-fréquence Trimble 4600LS et se trouve sur le site de la station d'épuration de Ploemeur (Figure 60 pour localisation du site d'épuration). Elle est alimentée via un panneau solaire. Elle est implantée dans une zone *a priori* déconnectée de l'influence de l'aquifère cristallin de Ploemeur, 4,5 km au sud du site de pompage. La fréquence d'acquisition est de 60 s.

CHAPITRE 4 : LA DEFORMATION ACTUELLE PLURI-ANNUELLE DU SOL DANS UNE REGION INTRAPLAQUE – APPLICATION AU SITE DE PLOEMEUR (BRETAGNE)



Figure 63 : Station GPS EPUR, située sur le site de la station d'épuration de Ploemeur. Cette station sera la station de référence dans notre étude de la déformation.

Les coordonnées géographiques approximatives des stations installées sur les sites de Ploemeur sont données dans le Tableau 11.

Station	Latitude (°)	Longitude (°)	Altitude a.s.l. (m)
MF1M	47,74610	-3,42736	73,6
MF3M	47,74738	-3,42685	75,5
PLOE	47,74611	-3,42733	73,6
EPUR	47,70904	-3,45663	63,1

Tableau 11 : Coordonnées des stations GPS installées sur le site de Ploemeur. a.s.l. = altitude au-dessus du niveau marin (above sea level).

2.1.2 Disponibilité des données

Les données sont récupérées environ une fois par mois sur le terrain pour les stations MF1M, MF3M et EPUR, et à distance via Internet pour la station PLOE (Figure 64). Le jeu de données de MF1M utilisé dans cette étude débute le 05/04/2005 et s'arrête le 30/10/2008. La série est discontinue, avec onze trous de données (1, 3, 3, 17, 21, 33, 40, 48, 59, 75 et 146 jours), pour un total de 829 jours avec des données et 446 jours sans données, ce qui représente 65% de couverture. Le jeu de données de MF3M utilisé dans cette étude débute le 27/07/2006 et s'arrête le 26/10/2008. La série est discontinue, avec sept trous de données (1, 15, 30, 40, 48, 59 et 84 jours), pour un total de 546 jours avec des données et 277 jours sans données, ce qui représente 66% de couverture. Le jeu de données de PLOE utilisé dans cette étude débute le 01/02/2007 et s'arrête le 30/06/2008. La série de données est discontinue, avec 4 trous de données (1, 42, 46 et 49 jours), pour un total de 381 jours avec des données et 135 jours sans données, ce qui représente 74% de couverture. Les trous de données ont des causes diverses, comme des coupures de courant, des dysfonctionnements de l'alimentation via les panneaux solaires ou des récepteurs eux-mêmes.

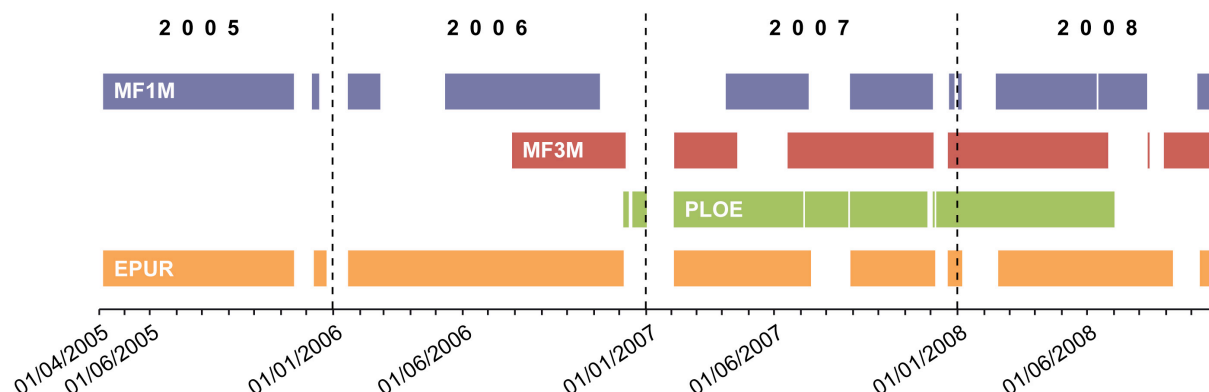


Figure 64 : Jeu de données des stations MF1M, MF3M, PLOE et EPUR utilisé dans cette étude.

2.2 Stratégie du traitement GPS avec GAMIT/GLOBK

Les séries temporelles échantillonnées à un jour des trois composantes North, East et Up ont été obtenues avec le logiciel GAMIT/GLOBK 10.33 (Herring et al, 2006). Les éphémérides précises ont été incorporées dans le calcul. Nous travaillons dans un réseau local incluant des récepteurs mono-fréquence et bi-fréquence, avec des courtes lignes de base, inférieurs à 4,5 km. La configuration différentielle avec des doubles différences et des courtes lignes de base éliminent les effets de la propagation du signal GPS dans l'ionosphère et la troposphère (erreur sur la mesure) et les effets de la surcharge océanique (effet géodynamique), dans le but de ne conserver uniquement l'influence des variations hydrogéologiques sur la déformation du sol.

CALCUL LIGNE DE BASE			
Choix de l'expérience	BASELINE		
Type d'analyse	1-ITER		
Choix de l'observable	L1_ONLY		
TROPOSPHERE			
Dmap (composante sèche)	GMF		
Wmap (composante humide)	GMF		
MARÉES APPLIQUÉES	31 = Earth (1) + Frequency-dependant (2) + Pole (4) + Ocean (8) + Remove mean for pole tide (16)		
Use OTL.grid	Yes → FES2004.grd		
CONTRAINTES A PRIORI	N	E	U
Station de référence	Y	Y	Y
Stations de mesure	1 m	1 m	2 m
Durée de la session	24 h (de 0h à 23h59'59)		

Tableau 12 : Réglages des paramètres du traitements GAMIT.

Les réglages présentés en Tableau 12 sont détaillés dans le chapitre 3. L'analyse s'est faite en calculant une à une les lignes de bases avec une itération post-fit. Nous avons utilisé la *global mapping function* (GMF) pour modéliser la troposphère. Les modèles de marées terrestres (IERS03), de marées frequency-dependant, de marées polaires, de la surcharge océanique ont été appliqués (réglage 31). Nous avons calculé trois lignes de bases (MF1/EPUR, MF3/EPUR et PLOE/EPUR) avec EPUR comme station de référence, située sur le site de la station d'épuration et considérée comme fixe dans le traitement car elle est située suffisant loin de l'aquifère. La station de référence étant mono-fréquence, nous avons choisis L1_ONLY comme observable. Les contraintes *a priori* sur les stations de mesure ont été réglées à 1 m pour les composantes horizontales et à 2 m pour la composante verticale. Nous avons utilisé GLOBK uniquement pour calculer des séries temporelles dans le réseau local formé par les stations GPS du site, des séries temporelles qui nous permettent de suivre la déformation au cours du temps.

2.3 Résultats : description des séries temporelles

Nous présentons les résultats sous forme de séries temporelles pour chacune des lignes de base calculées : MF1M/EPUR, MF3M/EPUR et PLOE/EPUR.

2.3.1 Ligne de base MF1M/EPUR

MF1M/EPUR est la ligne de base qui couvre la plus longue période (3 ans et demi). Pendant les quatre années d'acquisition, la composante verticale montre un comportement annuel très similaire, avec des hauts niveaux autour de février et des bas niveaux entre la fin septembre et mi-novembre (Figure 65). Les hauts niveaux semblent durer plus longtemps, entre trois et quatre mois, alors que les bas niveaux sont plus courts, environ un mois. Les amplitudes de la composante verticale de la déformation entre deux niveaux atteignent 15 à 16 mm pour les premières années, 11 mm pour 2008. Pour cette dernière, le niveau bas n'est probablement pas encore atteint. On peut noter une différence de comportement entre la subsidence et l'uplift. La subsidence est plus longue dans le temps puisqu'elle dure entre 7 et 8 mois, alors que l'uplift ne dure que 4 à 5 mois. L'année 2008 montre un comportement quelque peu différent des trois autres années. On observe le début d'une subsidence d'amplitude 4 à 5 mm, de mars à mai, puis un uplift de 4 à 5 mm jusqu'à mi-juin. A partir de ce moment, le comportement redevient normal avec une subsidence jusqu'à octobre. La station MF1M montre donc une déformation verticale saisonnière sub-annuelle d'amplitude importante puisqu'elle peut atteindre 16 mm.

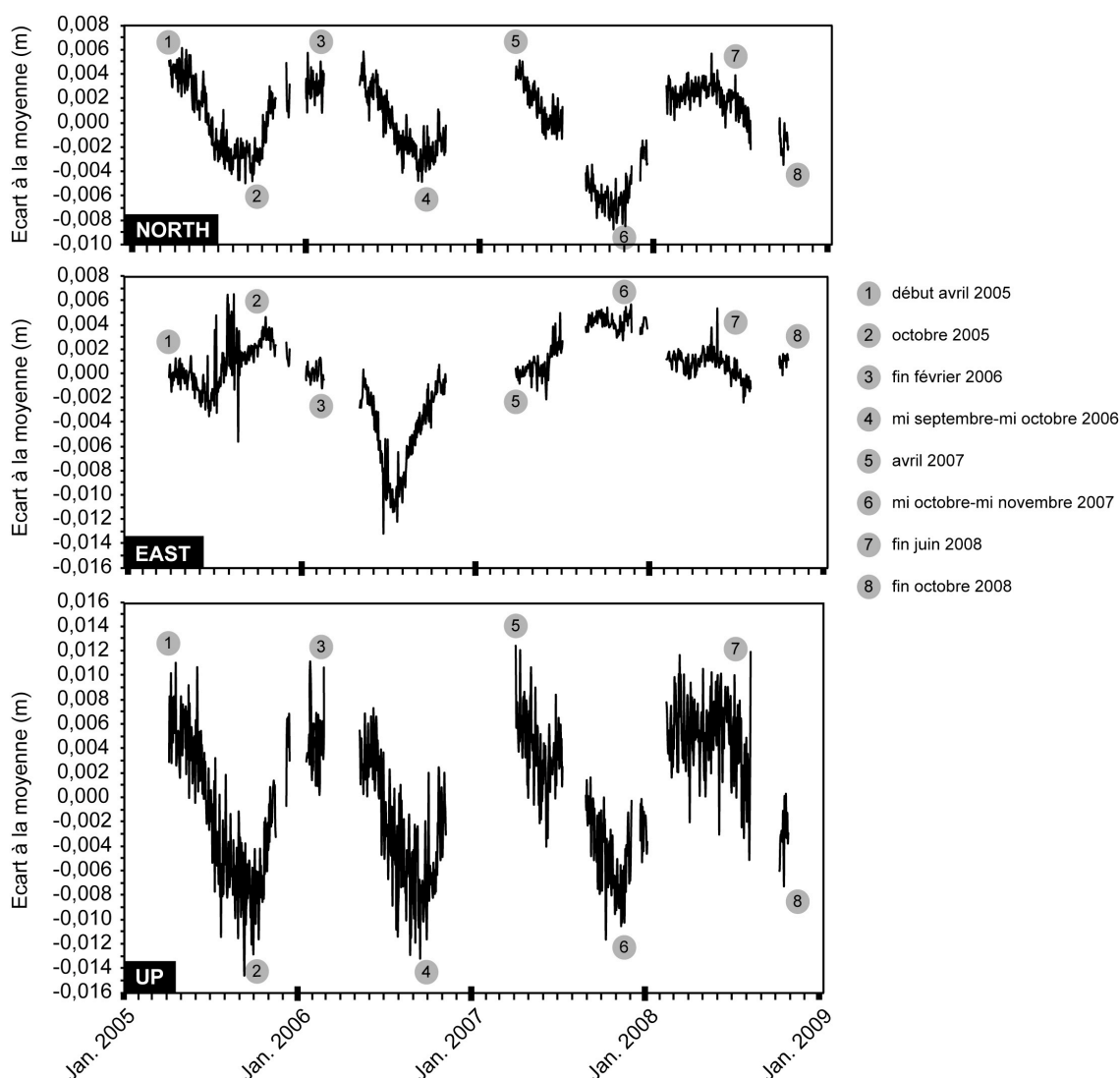


Figure 65 : Signal de déformation sur les composantes North, East et Up de la station MF1M. Les numéros en gris représentent les débuts et fins des séries temporelles et les moments de changement de direction de la déformation observés sur les graphiques 2D-temps (Figure 66).

Pour la composante North, les années 2005 et 2006 montrent des variations semblables, une déformation saisonnière avec des déplacements vers le sud entre mars-avril et septembre-octobre d'amplitude 8 et 7 mm. L'année 2007 présente une déformation plus importante entre mars et mi-octobre qui atteint 12 mm. Pour 2008, on observe une amplitude de 5 mm entre juin et mi-octobre (Figure 65).

La composante East montre un comportement plus compliqué et plus difficile à interpréter (Figure 65). Les variations saisonnières ne sont pas aussi clairement visibles que sur les deux autres composantes. La composante verticale de la déformation a une amplitude maximale de 6 mm. Mais nous observons surtout un comportement assez singulier entre mai et octobre 2006, avec un déplacement abrupt vers l'ouest puis vers l'est d'un centimètre d'amplitude. Cette déformation, qui paraît sortir du comportement normal, ne s'observe que sur la composante East et a une origine inconnue. L'origine tectonique, de part la situation du site d'étude au sein d'une zone sismiquement active, a été envisagée via l'influence d'un séisme proche. Mais la durée du phénomène est trop longue (6 mois) pour pouvoir être relié à un tremblement de terre. A cause de la sismicité de la zone d'étude, nous envisageons un phénomène de *creeping*, car la zone d'étude est située à proximité d'une zone de cisaillement EW.

La précédente description présente l'évolution de chaque composante dans le temps. Le comportement spatial dans le temps de la station MF1M a été étudié en représentant les déplacements dans chaque plan (North-Up, East-Up, East-North) sur la totalité de la période d'étude. L'information temporelle a été prise en compte grâce à une échelle de couleur (Figure 66). De plus, la période «anormale» de 2006 pour la composante East n'a pas été prise en compte pour les graphiques East-North et East-Up.

Le comportement North-Up de la station MF1M montre des mouvements d'aller-retour assez simples entre des maxima et des minima. Les maxima (1, 3, 5 et 7) ont lieu en mars ou avril, après la recharge de l'aquifère, alors que les minima (2, 4, 6 et 8) ont lieu en octobre ou novembre, après la décharge. Durant la décharge, la station se déplace vers le sud avec un mouvement de subsidence. Durant la recharge, la station se déplace vers le nord avec un mouvement d'uplift. Ces observations illustrent une déformation oscillatoire dans le plan North-Up durant toute la période d'observation.

Le comportement singulier de la composante East fait que les déplacements dans les plans East-Up et East-North sont un peu plus compliqués à interpréter que pour le plan North-Up. Nous ne pouvons observer ce mouvement oscillatoire que pour 2005 et pour la période 2007-2008. Durant la décharge de 2007 (5-6), la station se déplace vers le sud-est avec un mouvement de subsidence et pendant la recharge de 2007-2008 (6-7), la station se déplace vers le nord-ouest avec un mouvement d'uplift. Pour 2005-2006 (1-2-3), la déformation 2D est plus ovoïde, mais dans même logique que pour la période 2007-2008.

La station MF1M montre des variations saisonnières durant les quatre années d'acquisition sur les composantes North et Up, avec des amplitudes maximales respectives de 12 et 16 mm. La composante East montre un comportement plus perturbé, mais des bribes de variations saisonnières peuvent être décelées, avec des amplitudes de 6 à 7 mm. Le signal de déformation semble être oscillatoire et sub-annuel, probablement lié au comportement hydrogéologique de l'aquifère.

CHAPITRE 4 : LA DEFORMATION ACTUELLE PLURI-ANNUELLE DU SOL DANS UNE REGION INTRAPLAQUE – APPLICATION AU SITE DE PLOEMEUR (BRETAGNE)

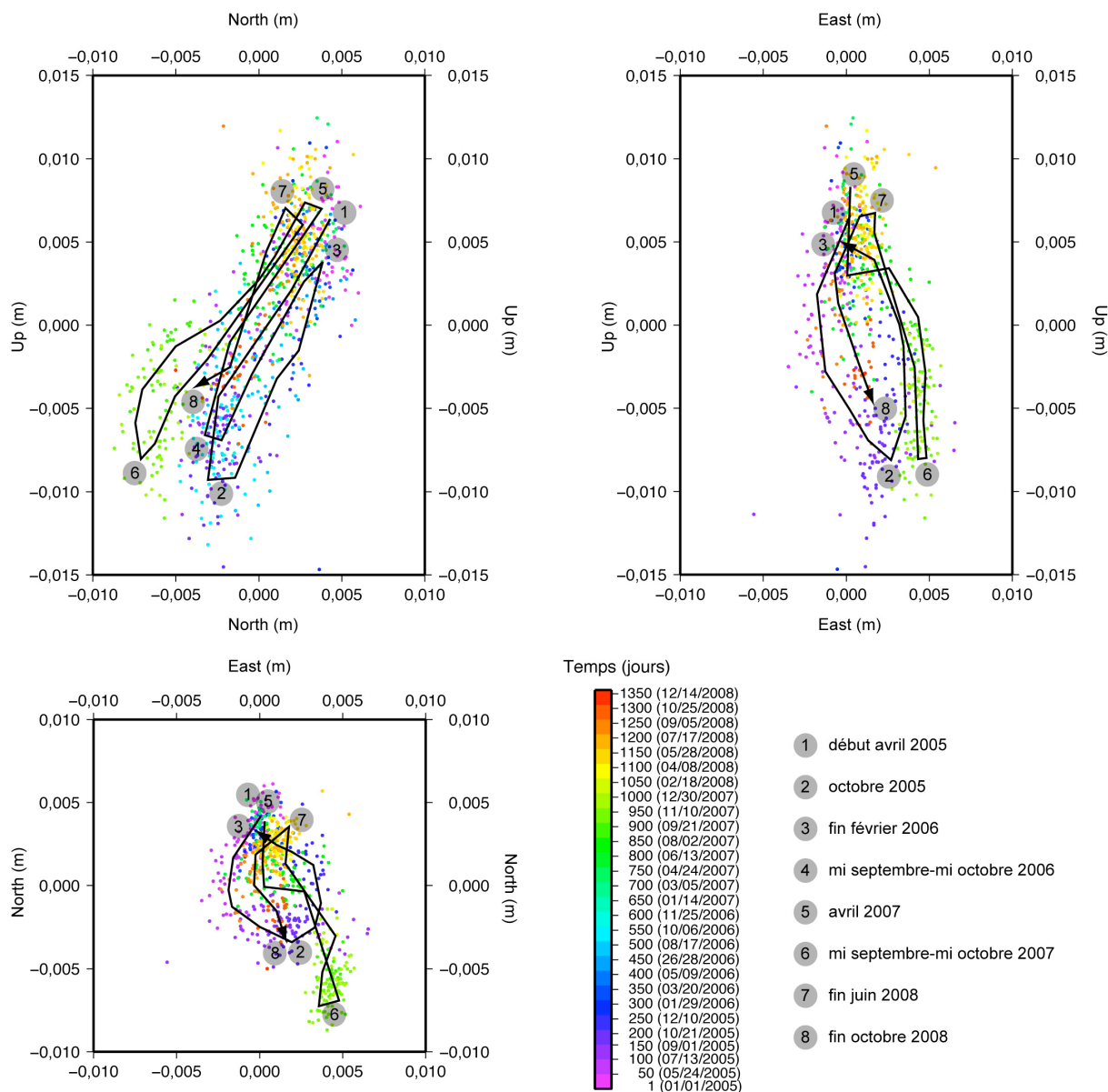


Figure 66 : Déplacements observés à la station MFM1 dans les plans North-Up, East-Up et East-North. Les numéros en gris représentent les débuts et fins des séries temporelles et les moments de changement de direction de la déformation observés sur les graphiques 2D-temps.

2.3.2 Ligne de base MF3M/EPUR

En 2006, nous observons une subsidence suivie d'un uplift qui commence autour de la mi-septembre (Figure 67). Ce dernier dure jusqu'à la mi-janvier 2007 pour atteindre une amplitude de 1 cm. Ensuite débute une longue subsidence jusqu'en novembre 2007, pour un mouvement total de 6 mm. L'inversion de déplacement se fait à la fin d'octobre 2007, et nous observons un très court uplift de 6 mm jusqu'en janvier 2008. Durant 2008, nous observons une longue subsidence de 9 mm puis un uplift qui débute en septembre. Il semble que la déformation observée en ce point soit saisonnière également, avec des hauts niveaux en hiver autour de janvier à des bas niveaux à la transition été-automne (septembre-octobre).

Cependant les données sont plus bruitées que pour celles de MF1 et l'évolution générale est plus compliquée à interpréter. Les périodes d'uplift semblent être très courtes, entre 2 et 3 mois, alors que les périodes de subsidence sont beaucoup plus longues dans le temps (9 à

CHAPITRE 4 : LA DEFORMATION ACTUELLE PLURI-ANNUELLE DU SOL DANS UNE REGION INTRAPLAQUE – APPLICATION AU SITE DE PLOEMEUR (BRETAGNE)

10 mois). Comme nous avons pu l'observer sur MF1M, l'inversion subsidence-uplift se fait dans un temps très court, inférieur à un mois, alors que la transition inverse dure 1 à 2 mois.

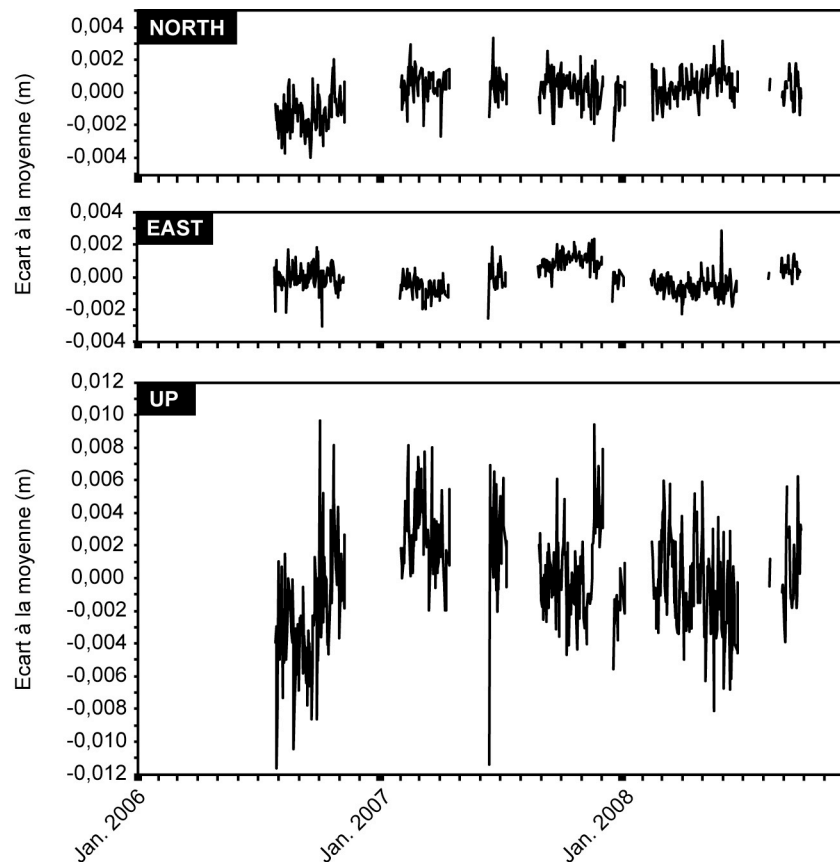


Figure 67 : Signal de déformation sur les composantes North, East et Up de la station MF3M.

Les composantes North et East montrent des amplitudes de déplacements très faibles, inférieures à 3 à 4 mm, avec des variations irrégulières (Figure 67). Sur la composante North, nous observons deux minima à la mi-septembre 2006 et en janvier 2008, après lesquels il se produit un déplacement vers le nord de 3 et 2 mm, respectivement. La composante East montre des variations saisonnières plus régulières, avec des niveaux bas à la mi-mars 2007 et 2008, au même niveau, et des niveaux hauts en octobre 2006 et novembre 2007. L'amplitude maximale de la composante verticale de la déformation ne doit pas excéder 2 ou 3 mm. Nous pouvons clairement identifier des phases de déplacement vers l'est et vers l'ouest entre ces extrema. L'année 2008 présente un long niveau bas avant un déplacement vers l'est qui commence en juillet.

La station MF3M montre une évolution de la déformation plus perturbée sur la composante verticale, mais nous pouvons identifier quelques points communs avec l'évolution de MF1M. L'amplitude maximale du mouvement vertical atteint 1 cm. Sur les composantes horizontales, des variations saisonnières peuvent être observées, avec des amplitudes très faibles, inférieures à 3-4 mm. Globalement, le signal sur MF3M présente des similarités avec celui observé sur MF1M en terme de périodes de hauts et bas niveaux et d'inversions subsidence-uplift.

Toutes les observations sur les composantes horizontales doivent être faites avec précaution à cause de la précision de la mesure et du traitement GPS. Les données présentées ont une précision de 3 à 5 mm. Les signaux de déformation ne dépassent 3 à 4 mm, il est donc difficile de discriminer le signal réel au bruit de la mesure.

2.3.3 Ligne de base PLOE/EPUR

Sur la composante Up, la première moitié de 2007 montre une évolution perturbée avec une amplitude de 6 mm (Figure 68). Après juillet 2007, nous pouvons identifier, avec quelque peu de difficulté, des variations avec un niveau bas en novembre 2007 et un niveau haut en février 2008. Une phase de subsidence peut être identifiée durant la seconde moitié de 2007 avec une amplitude de 4 mm, et durant 2008 avec une amplitude de 6 mm. L'évolution après juillet 2007 possède des points communs avec l'évolution de MF1M en terme de dynamique (niveau bas à l'automne et niveau haut en hiver), mais les amplitudes sont sensiblement différentes. De plus, les données sont assez bruitées, ce qui perturbe l'interprétation.

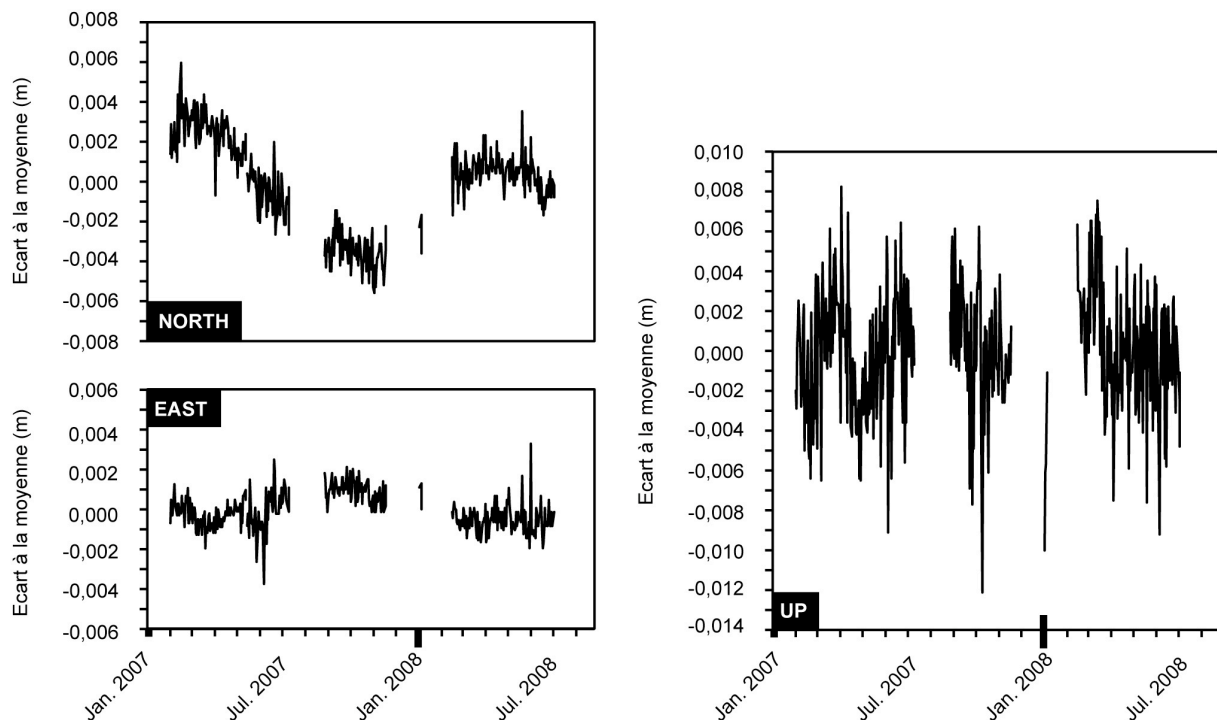


Figure 68 : Signal de déformation sur les composantes North, East et Up de la station PLOE.

Les composantes North et East de la station PLOE présentent des variations similaires à celles que l'on a pu observer sur MF1M, en terme d'amplitude et d'évolution dans le temps. La composante North montre des maxima en mars 2007 et avril 2008, qui ne sont pas au même niveau de déplacement. Un minimum peut être observé à la fin octobre 2007. L'amplitude du déplacement entre le haut niveau et le bas niveau de 2007 est maximale et atteint 7 à 8 mm.

La composante East montre un maximum autour de septembre 2007 et une amplitude de déplacement qui atteint 2 à 3 mm. Comme sur le signal de la station MF1M, la première moitié de 2008 présente un plateau constant sans déplacement. Le signal de déformation sur cette composante est très faible en comparaison de la précision atteinte.

La comparaison des signaux horizontaux de MF1M et PLOE montre des évolutions quasi identiques durant la première moitié de 2007 et durant 2008, avec des différences entre les valeurs ne dépassant pas 1 mm. Le dernier tiers de 2007 voit les deux courbes se séparer, avec une différence entre les valeurs atteignant 3 mm.

Si les composantes horizontales montrent des évolutions en bonne adéquation avec celles de MF1M en terme de périodicité et d'amplitude, la composante verticale montre un comportement plus perturbé, avec une amplitude maximale de 6 mm. Deux hypothèses pourraient expliquer cette différence de comportement entre les stations MF1M et PLOE, pourtant installées sur le même terrain et très proches l'une de l'autre : 1) l'une est mono-

fréquence (MF1M) et l'autre est bi-fréquence (PLOE), donc il se peut que le traitement en ligne de base par rapport à la station de référence EPUR, mono-fréquence, produise des résultats quelque peu différents ; 2) l'une est installée un trépied (MF1M) et l'autre sur un pilier en béton d'environ 2 m de hauteur, la différence de monumentation peut également être à l'origine d'une différence de réactivité face à la déformation.

3. Périodicité du signal de déformation

La station MF1M présente la série temporelle la plus longue et les meilleurs résultats, nous allons donc axer notre étude sur cette station. Les résultats GPS observés pour la station MF1M permettent de faire deux conclusions :

- la déformation verticale montre des variations saisonnières d'amplitude maximale 16 mm durant les quatre années,
- il existe une déformation horizontale significative, qui elle aussi présente des variations saisonnières, d'amplitude maximale 12 mm pour la composante North et 6 mm pour la composante East.

Pour étudier la périodicité des trois composantes de la déformation, une étude spectrale de Fourier a été menée sur chacune de ces composantes.

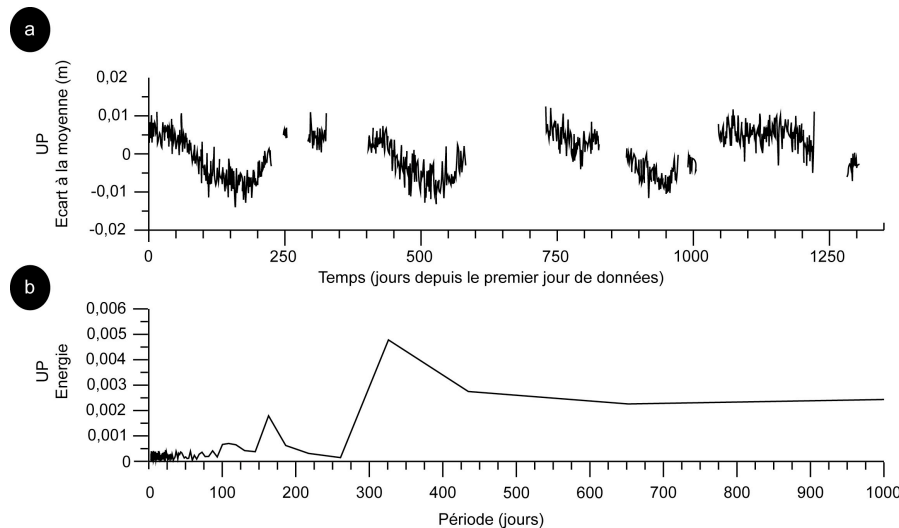


Figure 69 : a) Série temporelle de la composante verticale UP de la ligne de base MF1M/EPUR ; b) Spectre de Fourier de cette série temporelle.

Nous montrons ici les résultats pour la composante Up (Figure 69). Un pic significatif ressort autour de 325 jours, c'est à dire autour d'une période sub-annuelle. Mais à cause de la longueur du signal (1305 jours) et du pas d'échantillonnage journalier, les longues périodes du signal n'ont pas pu être déterminées avec une précision de quelques jours. Nous avons donc ajusté une fonction sinus sur les données (Figure 70), de type :

$$a \sin(bt + c) = a \sin\left(\frac{2\pi}{T}(t + \varphi)\right)$$

avec a l'amplitude, $b = \frac{2\pi}{T}$ (T la période), $c = \frac{2\pi\varphi}{T}$ (φ la différence de phase).

La composante North montre une périodicité de 377 jours, avec un coefficient de corrélation de 0,6943. Les variations temporelles sont assez bien ajustées tout comme les amplitudes, mis à part pour la fin 2007. Bien que nous ayons enlevé l'anomalie de 2006 sur la composante East, elle présente une périodicité de 364 jours, mais avec un mauvais coefficient de corrélation (0,3496). Les amplitudes sont assez mal ajustées, mais les variations temporelles le sont elles relativement bien. Quant à la composante Up, elle présente une périodicité de 384 jours, avec un coefficient de corrélation de 0,6923. Les

CHAPITRE 4 : LA DÉFORMATION ACTUELLE PLURI-ANNUELLE DU SOL DANS UNE RÉGION INTRAPLAQUE – APPLICATION AU SITE DE PLOEMEUR (BRETAGNE)

variations temporelles et les amplitudes sont très bien ajustées. Le déplacement montre donc une périodicité sub-annuelle sur les trois composantes. Nous allons nous servir de cette étude sur la périodicité des trois composantes du signal pour visualiser cette déformation en trois dimensions.

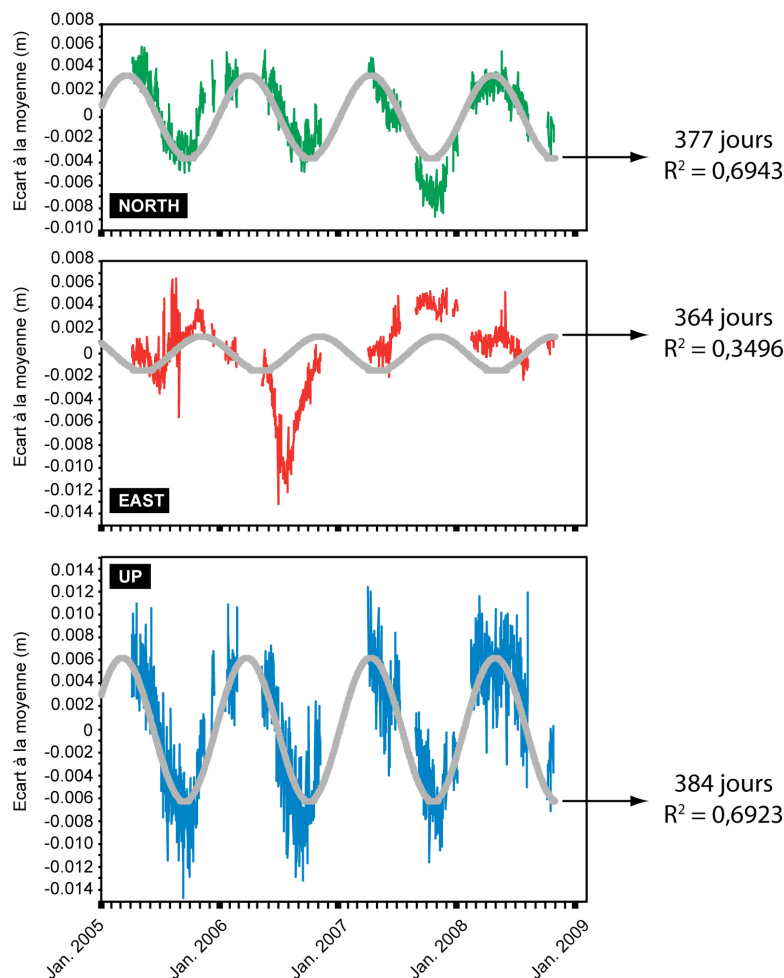


Figure 70 : Fit sinus sur les données GPS de la station MF1M. L'anomalie 2006 de la composante East a été enlevée pour l'ajustement. Les trois composantes présentent des périodicités sub-annuelles.

4. Déformation en 3D

Dans le but de mieux représenter la déformation en 3D, nous nous sommes servis uniquement des données synthétiques calculées à partir du fit sinus décrit dans le paragraphe précédent. En effet, les données réelles sont beaucoup trop dispersées pour permettre de produire une figure claire.

4.1 Modèle avec une seule périodicité

La première simulation a été réalisée avec une même périodicité pour les trois composantes (Figure 71). L'hypothèse pour ce choix d'une périodicité identique est que la déformation serait provoquée par un seul et même processus qui aurait donc la même influence sur les trois composantes. La composante East est supposée mal ajustée en raison de l'anomalie en 2006 et de son signal plus perturbé. La période choisie est 380 jours, moyenne des périodicités des composantes North et Up, beaucoup mieux corrélées que la composante East. Le déplacement synthétique se fait dans un plan orienté N096° qui pend vers le SSW de 61°. Un plan a été calculé avec les données réelles par moindres carrés, une fois l'anomalie de 2006 sur la composante East retirée pour ne conserver que le comportement

saisonnier normal. Des résultats similaires ont été trouvés, avec un plan orienté N94° et un pendage de 51°. On retrouve avec ce signal synthétique la direction de déplacement horizontale principale globalement SSE-NNW.

4.2 Modèle avec des périodicités différentes

La seconde simulation a été réalisée en considérant une différence de périodicité entre les composantes North et Up d'une part et la composante East d'autre part. La périodicité de 380 jours a été conservée pour North et Up, étant donné que leurs périodicités propres sont proches (377 et 384 jours respectivement) et présentent des coefficients de corrélation quasiment identiques. Nous avons fait l'hypothèse que la composante East répondait de façon différente au processus de déformation : une périodicité de 364 jours a donc été choisie. Cependant, cette différence de périodicité pourrait être liée à un autre processus. La déformation 3D est plus compliquée avec des plans de pendage qui tournent vers l'ouest et de ligne de plus grande pente qui pend de plus en plus, du fait de cette différence de périodicité sur la composante East. Cependant, des valeurs similaires en terme de pendage et de direction de ligne de plus grande pente ont été déterminées, à savoir une déformation maximale orientée SSE-NNW.

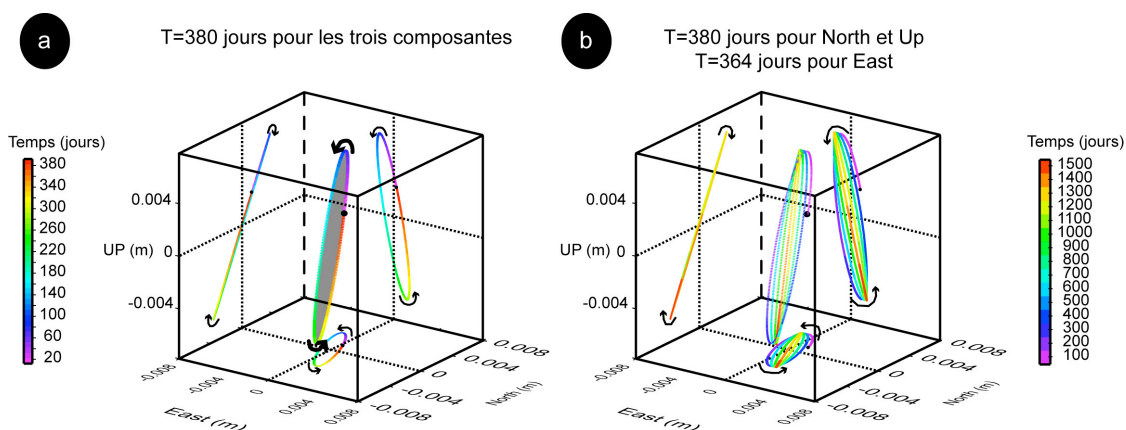


Figure 71 : Déformation synthétique 3D vs. temps pour la station MF1M. a) Les trois composantes ont la même périodicité de 380 jours ; b) Les composantes North et Up ont la même périodicité de 380 jours et la composante East a une périodicité de 364 jours. La déformation se fait sur des plans qui tournent vers l'ouest à cause de cette différence de périodicité de la composante East.

Le site d'étude se trouvant à l'aplomb d'un aquifère, le principal processus de déformation peut être relié aux variations hydrogéologiques au sein de l'aquifère. Ceci a d'ailleurs été montré, à moyen terme, par Moreau et al. (2006). L'hypothèse de périodicités sub-annuelles et quasi identiques sur les trois composantes est acceptable. Le point MF1M montre donc une déformation horizontale orientée SSE-NNW et sub-annuelle. La composante verticale de déformation était attendue, mais l'observation d'une déformation horizontale significative nous donne probablement des informations sur la direction des cycles charge/décharge de l'aquifère. Nous allons d'ailleurs étudier la relation entre déformation et hydrogéologie dans le paragraphe suivant.

5. Contribution de l'aquifère à la déformation du sol

Différents processus à l'origine de la déformation du sol, comme la surcharge océanique, ou à l'origine d'erreurs sur la détermination de la position, comme la propagation du signal GPS dans l'ionosphère ou la troposphère, ont été *a priori* annulés grâce aux courtes lignes de base utilisées, à la configuration différentielle et aux paramètres choisis pour le traitement

GAMIT. La déformation résultante observée sur le site de pompage de Ploemeur peut donc provenir de la tectonique locale ou régionale ou des phénomènes hydrogéologiques. Les variations du niveau d'eau dans l'aquifère sont le phénomène majeur responsable de la déformation observée sur les signaux GPS à cause de la localisation du site d'étude au dessus de cet aquifère et à cause de leur périodicité sub-annuelle, la tectonique locale ayant des périodes plus longues. De plus Moreau et al. (2006) avait dans une étude moyen terme montré le lien entre déformation de surface et variations hydrogéologiques. Nous allons mener une étude semblable sur le long terme pluri-annuel.

5.1 Variations piézométriques

Les variations du niveau d'eau sont enregistrées par plusieurs piézomètres. Comme nous mesurons la déformation de la surface à l'aplomb d'un aquifère, il est important d'étudier les niveaux piézométriques, qui sont sujets à des variations naturelles saisonnières en relation avec les cycles de charge/décharge et à des variations anthropiques dans le cas d'un aquifère pompé, comme celui de Ploemeur. Nous présentons l'évolution du niveau d'eau pour deux piézomètres, MF1 et MF3, associés à nos stations de mesures GPS du même nom (Figure 72).

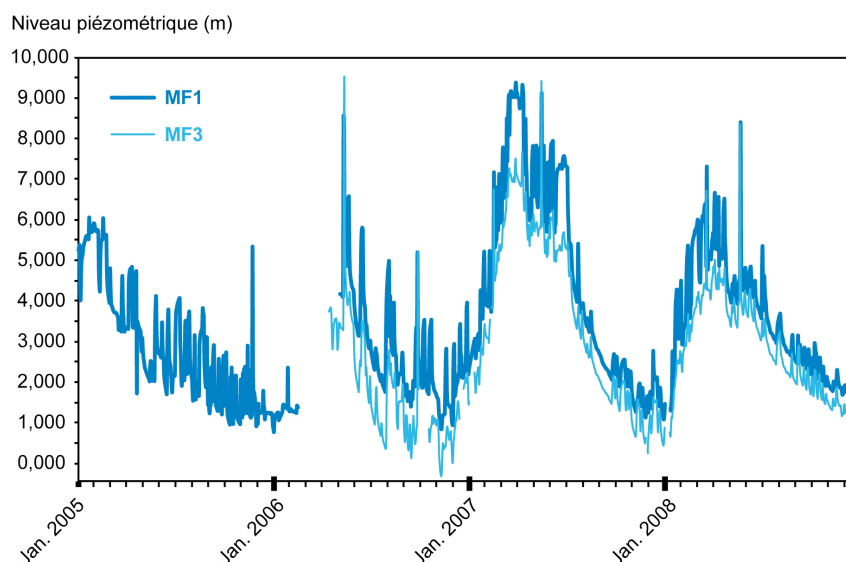


Figure 72 : Niveaux piézométriques MF1 et MF3 au cours du temps.

Les piézomètres MF1 et MF3 sont très sensibles aux variations de pompage qui peuvent engendrer des remontées ou des chutes brusques du niveau d'eau jusqu'à 2 m. De janvier 2005 à janvier 2006, une chute de 4,5 m du niveau d'eau est observable sur le signal de MF1. Ce niveau d'eau remonte au tout début de 2006. Entre mai 2006 et novembre 2008, les piézomètres MF1 et MF3 sont quasiment continus et montrent des variations saisonnières semblables, avec des niveaux bas en novembre 2006 et mi-décembre 2007 des hauts niveaux en mars 2007 et mars 2008. L'amplitude maximale du signal piézométrique est atteinte pour le cycle de 2007, avec une remontée de 7,5 m et une chute de 7,5 m sur MF1 (6,75 m et 6,5 m pour MF3). Le cycle 2008 présente des variations de 4,5 m.

5.2 Relation déformation-piézométrie

Ces variations piézométriques sur MF1 ont été représentées avec le signal de déformation verticale observé sur le GPS MF1M (Figure 73). Les phases de subsidence et d'uplift observées sur les données GPS sont corrélées avec les phases de chute et de remontée observées sur les données piézométriques. Cependant, des décalages dans le temps sont identifiés. Les débuts de l'uplift (mi-octobre 2005, fin septembre 2006, mi-novembre 2007)

CHAPITRE 4 : LA DEFORMATION ACTUELLE PLURI-ANNUELLE DU SOL DANS UNE REGION INTRAPLAQUE – APPLICATION AU SITE DE PLOEMEUR (BRETAGNE)

précèdent à chaque fois la remontée du niveau piézométrique (mi-janvier 2006, mi-novembre 2006, janvier 2008). Ces observations montrent que le déplacement vertical et les variations du niveau d'eau ne sont pas tout à fait synchrones.

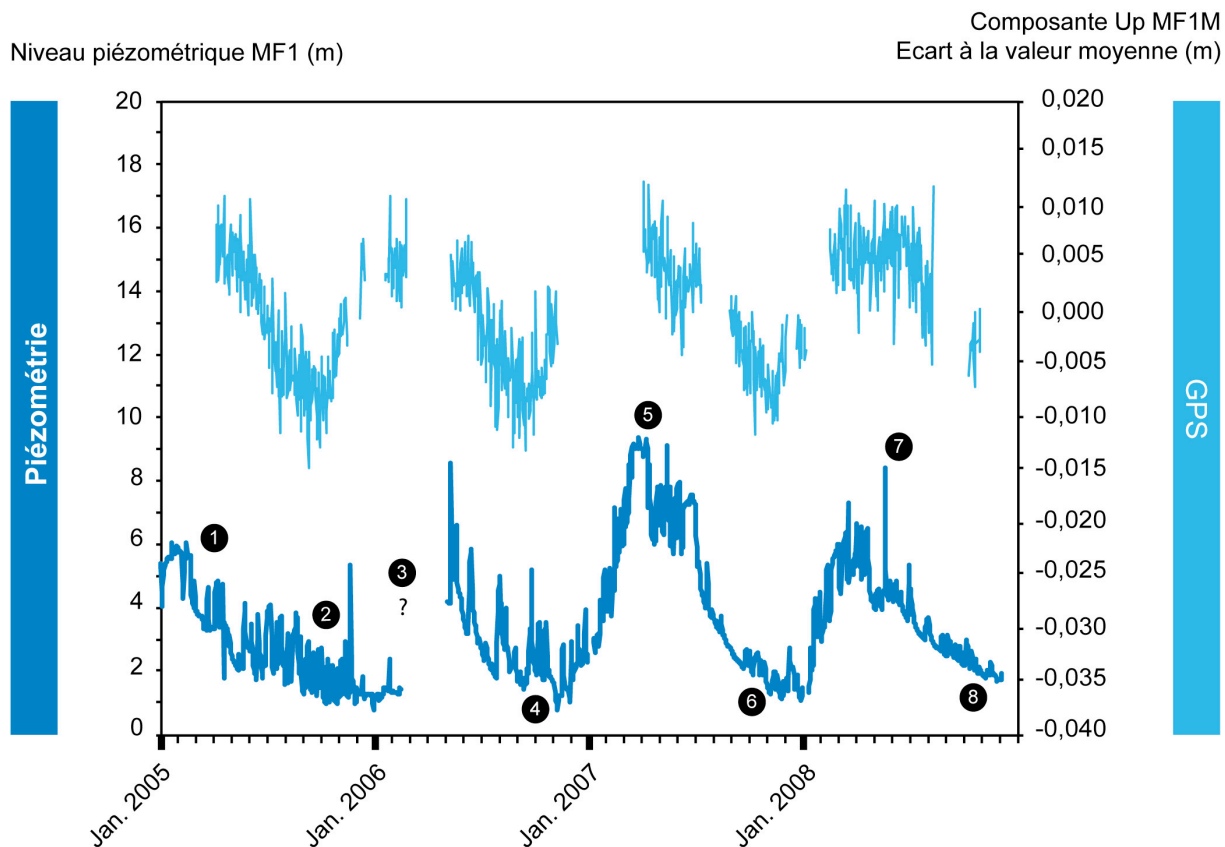


Figure 73 : Evolution de la déformation verticale sur la station GPS MF1M et du niveau piézométrique MF1 au cours du temps. Les numéros cerclés indiquent la début et la fin de la série de données (1 et 8), ainsi que les extrêmes du déplacement dans les plans 2D (de 2 à 7, voir Figure 66)

Cette avance de l'uplift visible en GPS par rapport à la remontée du niveau piézométrique nous a permis d'envisager un autre processus responsable d'une partie de la déformation verticale, ou en tout cas responsable du début de l'uplift, probablement les variations hydrologiques de surface (§ 6).

5.3 Notion d'emmagasinement

Nous avons vu dans le paragraphe précédent que les variations piézométriques sont probablement responsables d'une grande partie de la déformation observée sur MF1M. La déformation en surface peut être reliée au niveau piézométrique par le coefficient d'emmagasinement qui est défini par le volume d'eau que peut relâcher ou emmagasiner un aquifère après une modification unitaire de charge ou de niveau piézométrique. Dans le cas simple 1D, une variation hydraulique Δh dans un aquifère confiné induit une variation Δe de son épaisseur, en fonction des paramètres hydromécaniques qui composent le coefficient d'emmagasinement (Freeze et Cherry, 1979 ; Wilson et Gorelick, 1996 ; Domenico et Schwartz, 1998 ; Burbey, 2003).

On peut écrire α la compressibilité de la roche:
$$\alpha = \frac{-dV_T/V_T}{d\sigma_e}$$

CHAPITRE 4 : LA DÉFORMATION ACTUELLE PLURI-ANNUELLE DU SOL DANS UNE RÉGION INTRAPLAQUE – APPLICATION AU SITE DE PLOEMEUR (BRETAGNE)

avec V_T le volume total de la roche et σ_e la contrainte effective. Dans le cas d'un aquifère, avec l'hypothèse d'une déformation purement élastique et verticale, l'expression devient :

$$\alpha = \frac{de/e}{\rho g dh}$$

i.e. $de = \alpha \rho g . dh$

avec e l'épaisseur de l'aquifère, h la charge hydraulique, ρ la masse volumique et g l'accélération de la gravitation. Le coefficient d'emmagasinement S peut s'écrire en fonction des paramètres hydromécaniques :

$$S = e \rho g (n\beta + \alpha)$$

avec n la porosité de la roche et β la compressibilité de l'eau. Pour des déformations verticales, la contribution majeure est due à la compressibilité de la roche donc le terme $n\beta$, qui inclut la contribution de l'eau, peut être négligé. Donc les équations précédentes peuvent se simplifier et finalement :

$$\Delta e = S \Delta h$$

La pente de la courbe d'ajustement des données piézométriques par rapport à la déformation verticale fournit ce coefficient, en faisant l'hypothèse que (1) la variation d'épaisseur de l'aquifère se fait uniquement vers le haut et que (2) cette variation est intégralement transmise et convertie à la surface. Une première étude (Moreau et al, 2006) a été faite sur l'estimation de coefficient d'emmagasinement grâce à des mesures GPS en surface. Cette relation linéaire a été observée entre les variations du niveau piézométrique et la déformation verticale, aboutissant à un coefficient d'emmagasinement d'environ $2,9 \cdot 10^{-3}$, similaire à ceux déterminés par des tests de pompage long terme (Le Borgne et al, 2006), qui varient de $1,6 \cdot 10^{-4}$ à $4,3 \cdot 10^{-3}$.

5.4 Détermination du coefficient d'emmagasinement

Pour nos données long terme, les variations du niveau piézométrique et de la déformation verticale ont été calculées en faisant la différence entre chaque donnée et la valeur moyenne (Figure 74).

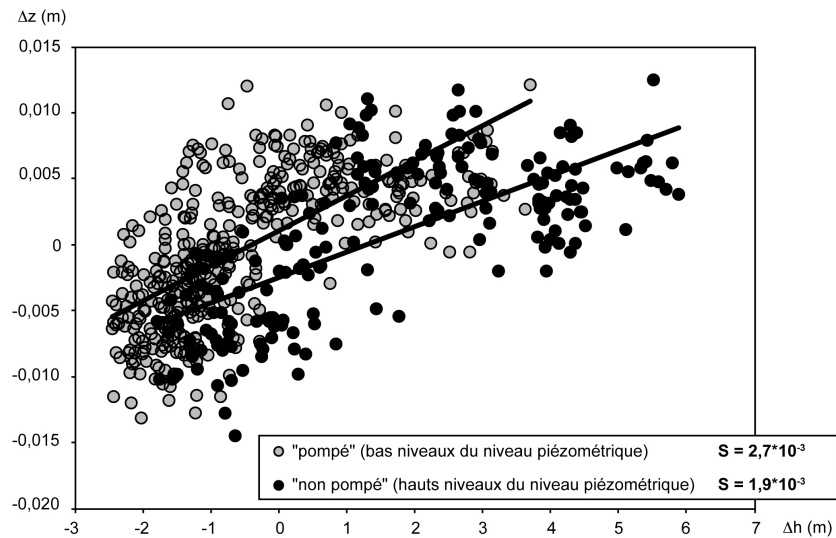


Figure 74 : Variations du niveau piézométrique MF1 en fonction de des variations de la déformation verticale observée en MF1M. Ce nuage de points donne le coefficient d'emmagasinement.

Deux paquets de points ont été pu être identifiés : un jeu de jours pompés correspondant à des bas niveaux et un jeu de jours non pompés correspondant à des hauts niveaux. L'appellation "pompés" et "non pompés" est quelque peu abusive, puisqu'il s'agit en fait de débits variables causés par l'arrêt d'un ou plusieurs pompages.

Deux relations linéaires ont pu être observées et des coefficients directeurs de $2,7 \cdot 10^{-3}$ pour les jours pompés et de $1,9 \cdot 10^{-3}$ pour les jours non pompés ont été déterminés, avec des coefficients de corrélation de 0,45 et 0,49, respectivement. Ces valeurs représentent le coefficient d'emménagement et sont du même ordre de grandeur que ceux déterminés par les tests de pompage (Le Borgne et al, 2006) et par Moreau et al (2006). De tels coefficients d'emménagement impliquent une compressibilité de la roche plus importante que celle attendue dans un contexte d'aquifère cristallin comme l'aquifère granitique de Ploemeur. Cela peut être dû à la présence d'une zone fracturée et de processus d'altération qui se développent le long des zones de fractures.

La déformation verticale du sol et les variations piézométriques montrent des évolutions semblables indiquant que les cycles saisonniers de cycle/décharge de l'aquifère contribuent en grande partie à cette déformation observée en surface. Cependant l'existence de décalages dans les temps entre les débuts d'uplift et de remontée de niveau d'eau montre que d'autres processus pourraient entrer en jeu, comme des phénomènes hydrologiques plus superficiels, de type gonflement du sol.

6. Contribution des variations hydrologiques de subsurface

6.1 Origine des données hydrologiques de subsurface

L'uplift observé sur les données GPS a lieu toujours avant la remontée du niveau piézométrique (Figure 73), environ 2 mois avant. Si sur le long terme les variations hydrogéologiques au sein de l'aquifère profond sont responsables de la déformation en surface, d'autres processus pourraient entrer en jeu, sur des périodes de temps plus courtes et à certaines périodes de l'année. On peut penser à des processus de surface de type gonflement des sols en relation avec les variations hydrologiques de subsurface dans les premiers mètres du sol (Collin, 2004). Les processus hydrologiques de subsurface sont nombreux et complexes. Dans cette étude, nous nous sommes concentrés sur la dynamique de l'humidité du sol afin de corréliser la déformation verticale et les variations piézométriques et d'estimer au premier ordre le contenu en eau de la subsurface. Il faut noter que nous ne sommes pas intéressés par la valeur exacte du contenu en eau, mais plus par la dynamique du cycle hydrologique de subsurface. Pour l'estimer, nous utilisons un proxy R_{tot} , la réserve totale du sol, qui combine la réserve utile et l'écoulement en excès. La dynamique n'est pas sensible à la valeur exacte de la réserve utile choisie (100 ou 200 mm). Le bilan hydrique est un calcul itératif effectué au pas décadaire qui fait évoluer l'état d'une réserve en eau en fonction des apports (pluie, irrigation) et des pertes (évapotranspiration). Le calcul doit être initialisé pour une date donnée. On choisit le plus souvent une date de départ avec des sols saturés en eau (état de la réserve = capacité du réservoir). Ces données proviennent de calculs standard fournis par Météo France.

6.2 Relation déformation-piézométrie-hydrologie de subsurface

Les données hydrologiques de subsurface montrent des variations saisonnières (Figure 75). Les zones en gris foncé sont synonymes de surface utile saturée et d'écoulement vers l'aquifère, elles ont des durées variables, coïncidant globalement avec les périodes hivernales : de mi-novembre 2005 à début mars 2006, de mi-novembre 2006 à mi-février 2007 et de mi-décembre 2007 à fin mai 2008. Les périodes en gris clair représentent les périodes d'augmentation de contenu en eau des premiers mètres du sol : de mi-septembre à

mi-novembre 2005, de fin septembre à mi-novembre 2006, de début octobre à mi-décembre 2007 et de fin août à début novembre 2008. Les phases en blanc présentent les diminutions de contenu en eau du sol, de façon plus au moins continue, l'année 2007 présentant un palier intermédiaire entre fin mars et fin juillet 2007.

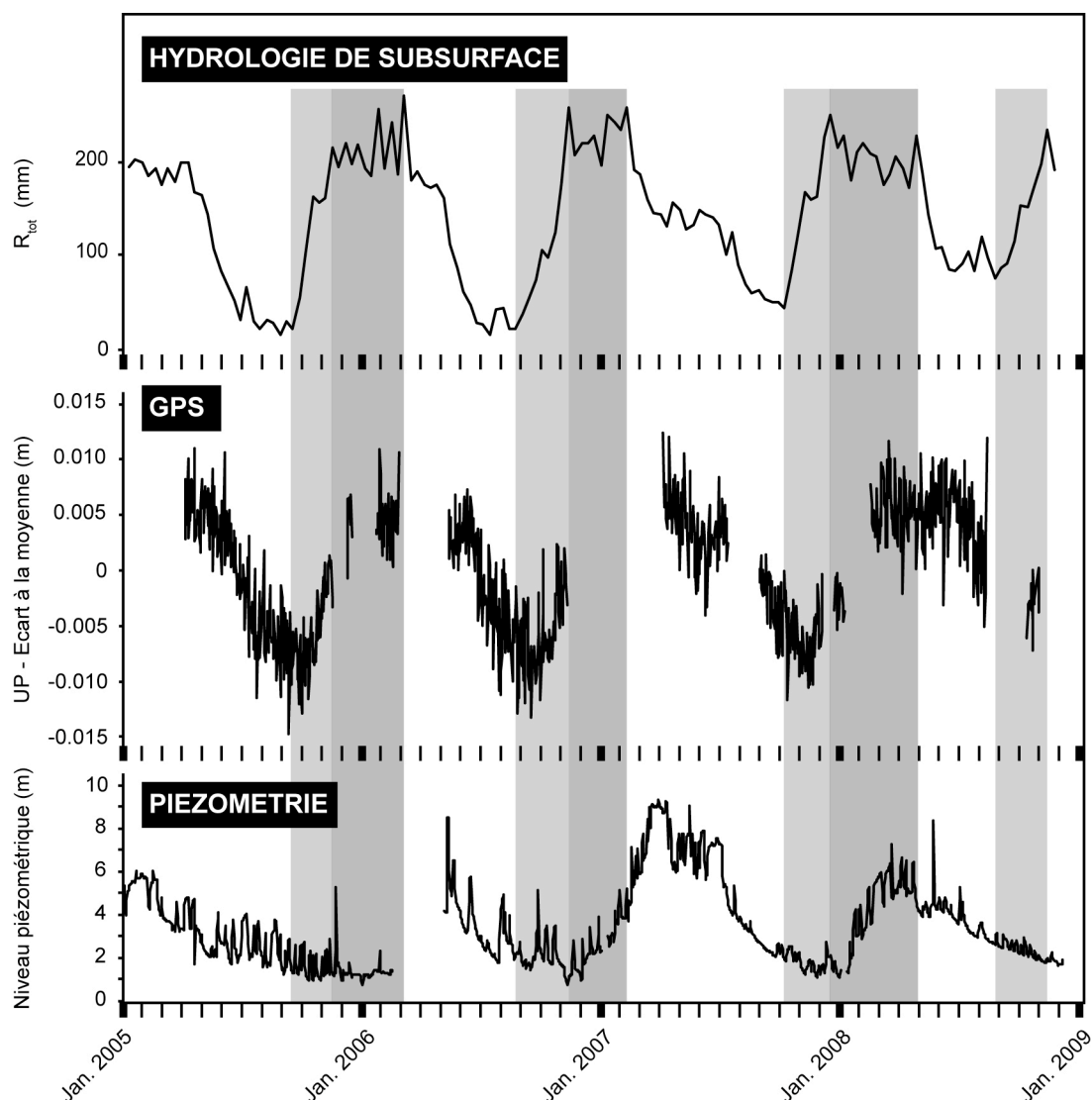


Figure 75 : Données hydrologiques de subsurface, données GPS (composante verticale de MF1M-EPUR) et niveau piézométrique de MF1 durant la période d'étude. Les différentes zones correspondent aux périodes de décroissance (blanc), d'augmentation (gris moyen) et de palier (gris foncé) de R_{tot} .

En observant ensemble les données hydrologiques de surface, les données GPS et les données piézométriques, trois comportements peuvent être mis en évidence :

1. Les phases de baisse de R_{tot} sont corrélées avec des phases de subsidence et des phases de chute du niveau piézométriques pour les années 2006 et 2008 (zones blanches, Figure 75). Pour l'année 2007, les données de R_{tot} montrent un palier intermédiaire entre la fin mars et mi-juillet, corrélé avec un léger uplift en juin et une perturbation sur le niveau piézométrique.
2. Durant les phases de remontée de R_{tot} , le mouvement vertical s'inverse, de la subsidence à l'uplift, alors que le niveau piézométrique continue de décroître (zones gris clair, Figure 75). Nous faisons l'hypothèse que l'augmentation du contenu en eau

dans les premiers mètres du sol engendre une déformation de la surface (l'inversion subsidence/uplift à l'automne) sans affecter le niveau piézométrique.

- Enfin, il existe des paliers de haut niveau pour R_{tot} avec une réserve utile saturée et le début de l'écoulement vers l'aquifère confiné (zones gris foncé, Figure 75). Le déplacement vertical positif continue et le niveau piézométrique remonte à son tour. Le début du palier de R_{tot} et le début de la remontée du niveau piézométrique sont bien corrélés dans le temps (moins de 20 jours), exceptée pour 2005 où la remontée du niveau piézométrique n'est pas observée. Quand le sol devient de plus en plus saturé en eau, il y a un écoulement vers l'aquifère, le niveau piézométrique remonte et l'uplift continue.

6.3 Interprétation générale

La déformation verticale semble être reliée à la fois aux variations hydrologiques de subsurface et aux variations hydrogéologiques. Sur de courtes échelles de temps (un mois), les variations hydrologiques de subsurface sont responsables de l'inversion du mouvement du sol (de la subsidence à l'uplift) et d'une partie de la déformation verticale. Sur des échelles de temps plus longues, les processus hydrogéologiques sont fortement impliqués dans la déformation verticale. De plus, l'estimation du coefficient d'emménagement faite lors de cette étude est cohérent avec les estimations réalisées lors de précédentes études (Le Borgne et al, 2006 ; Moreau et al, 2006). Enfin, la configuration différentielle permet de soustraire une partie la contribution hydrologique de subsurface locale.

7. Différence de comportement entre MF1 et MF3

Les stations GPS MF1M et MF3M montrent des signaux de déformation relativement différents malgré une sollicitation hydrogéologique très semblable. Le signal de déformation verticale est saisonnier et de forte amplitude pour MF1M, alors qu'il est plus bruité et d'amplitude moindre pour MF3M. Les niveaux d'eau enregistrés par les piézomètres MF1 et MF3 sont très similaires en terme de variations spatiales et temporelles (Figure 76).

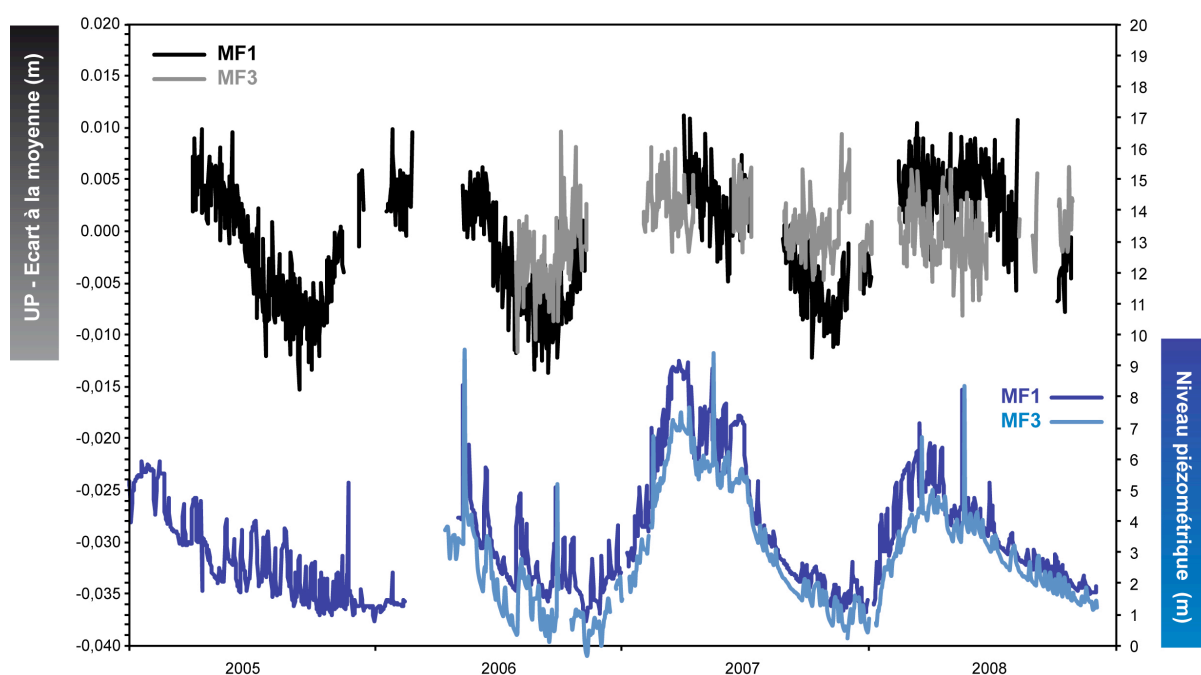


Figure 76 : Comparaison des signaux de déformation verticale et des signaux piézométriques pour les stations MF1M et MF3M.

CHAPITRE 4 : LA DEFORMATION ACTUELLE PLURI-ANNUELLE DU SOL DANS UNE REGION INTRAPLAQUE – APPLICATION AU SITE DE PLOEMEUR (BRETAGNE)

Pour la remontée du niveau d'eau entre novembre 2006 et mars 2007 (7,5 m pour MF1 et 6,75 m pour MF3), l'amplitude de l'uplift est de 16 mm pour MF1M et 9 mm pour MF3M. Pour la remontée du niveau d'eau entre décembre 2007 et mars 2008 (4,5 m pour MF1 et 4 m pour MF3), l'amplitude de l'uplift est de 15 mm pour MF1M et 7 mm pour MF3M. Les récepteurs GPS MF1M et MF3M sont probablement installés sur des terrains différents, de chaque côté de la zone broyée N020°, MF3M du côté des granites et MF1M du côté des micaschistes, à l'aplomb de la zone broyée (Figure 77). La zone située sous MF1M présente des résistivités plus faibles (environ 200 $\Omega.m$) que sous MF3M. Les conditions lithologiques et hydromécaniques sont probablement différentes, ce qui entraîne une différence de déplacement entre les deux stations suite à des sollicitations hydrogéologiques semblables.

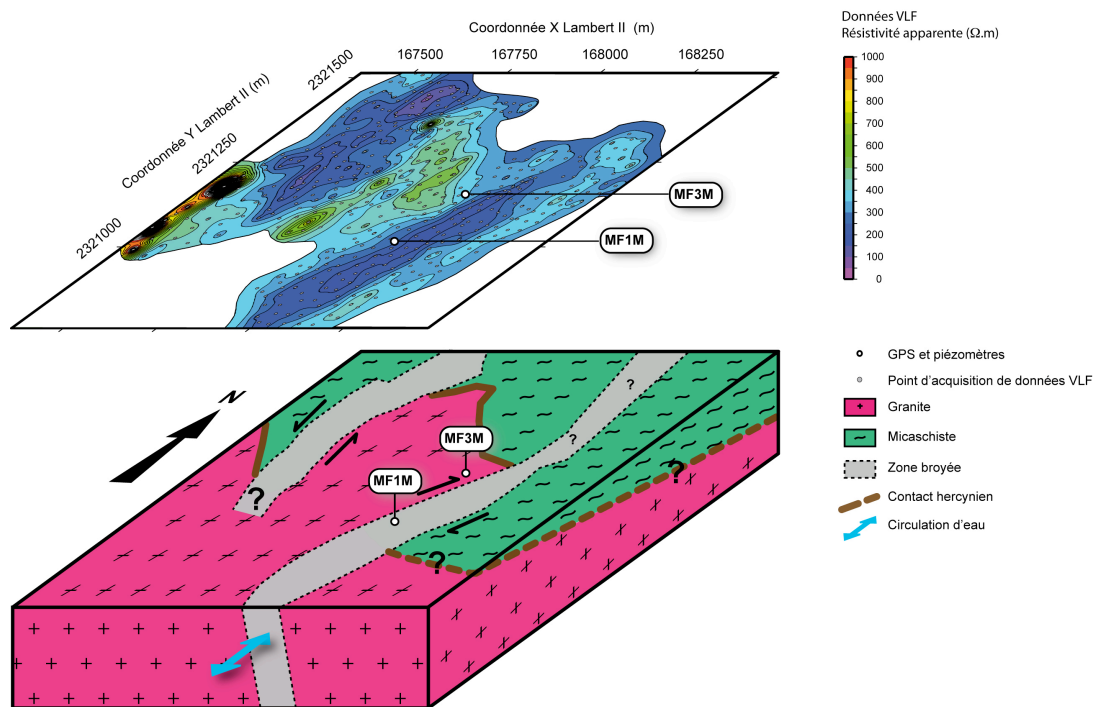


Figure 77 : Bloc 3D structural du site de pompage du site de Ploemeur, d'après les données VLF. Les stations GPS MF1M et MF3M sont probablement situées sur des blocs différents. Les conditions hydromécaniques de ces blocs, reliées à des sollicitations piézométriques similaires, peuvent expliquer la différence de déformation observée sur les données GPS.

Conclusions

Cette étude souligne (1) la précision des mesures entre deux récepteurs GPS (quelques millimètres), avec des courtes lignes de base et une configuration différentielle, et (2) l'efficacité de ce type de mesures pour étudier la déformation locale à l'aplomb d'un aquifère. Les quatre années de mesures GPS sur le site de Ploemeur nous ont permis d'étudier la déformation de la surface du sol durant plusieurs cycles saisonniers. Nos résultats indiquent une déformation verticale sub-annuelle avec des déplacements pouvant atteindre 16 mm. Nous observons également une déformation horizontale significative et relativement inattendue, avec des amplitudes jusqu'à 12 mm sur la composante North et 6 mm sur la composante East. Cette déformation horizontale est plus faible mais bien observable sur les trois stations du site de pompage. Les relations déformation 2D-temps illustrent une déformation oscillatoire avec des périodicités sub-annuelles sur les trois composantes. La simulation 2D à partir de données synthétiques montre des plans de déformation, avec une

direction de déplacement horizontal maximal orientée SSE-NNW. Cette direction peut illustrer une direction du cycle charge et décharge de l'aquifère.

Ce type d'étude permet aussi d'estimer, à partir de mesures GPS, les propriétés hydrogéologiques des aquifères. La relation entre la déformation du sol et les variations du niveau piézométrique au sein d'un aquifère confiné est contrôlée par les propriétés hydromécaniques du système. La corrélation entre ces deux signaux permet de faire l'hypothèse que les variations hydrogéologiques sont le processus dominant dans la déformation verticale observée en surface. A partir de cette corrélation, un coefficient d'emménagement peut être estimé : il est similaire à ceux déterminés dans des études précédentes (tests de pompage long terme, mesures GPS à moyen terme). Dans le contexte de notre étude, la valeur de ce coefficient implique un environnement à plus forte compressibilité que celle attendue pour un aquifère cristallin : cela peut être dû à la présence d'une zone de fracture avec une forte altération qui modifie drastiquement le comportement hydrogéologique.

Cependant, la dynamique du signal de déformation ne peut être entièrement expliquée par ces variations hydrogéologiques. En particulier, il existe des décalages temporels entre l'uplift du sol et la remontée du niveau piézométrique, que nous interprétons comme dû à des variations de l'état hydrique du sol. Ce processus peut être à l'origine d'un gonflement du sol et de l'inversion du mouvement vertical (de la subsidence à l'uplift), à l'automne.

Notre étude montre l'existence d'une déformation de surface significative dans une zone intraplaque, où la tectonique, la surcharge océanique et les variations hydrologiques et hydrogéologiques coexistent.

Les processus hydrologiques de surface et hydrogéologiques doivent être pris en compte dans les études tectoniques plus globales puisqu'ils peuvent engendrer des déformations saisonnières d'amplitude non négligeable, avec des déplacements supérieurs au centimètre.

CHAPITRE 5

LA DEFORMATION ACTUELLE DE LA PLAINE DU SAÏS (MAROC)

CHAPITRE 5 : LA DEFORMATION ACTUELLE DE LA PLAINE DU SAÏS (MAROC)

Introduction

Afin de tester la méthodologie déployée dans un contexte d'aquifère cristallin fracturé situé à faible profondeur à un aquifère plus profond dans un contexte géologique différent, une étude a été entreprise à partir d'octobre 2007 au Maroc, au sein de la plaine du Saïs, dans la région de Meknès. Cette plaine est située entre deux zones activement sismiques, le Rif au nord et le Moyen-Atlas au sud. Elle est située dans un contexte hydrologique et hydrogéologique probablement très actif, à l'aplomb d'une nappe phréatique libre au sein de formations Plio-Quaternaire et d'une nappe profonde captive au sein des formations carbonatées du Lias. Toujours dans l'optique de quantifier la déformation aux courtes échelles de temps dans les zones dites stables et d'en séparer les différentes origines, mais dans un contexte tectonique, géologique et hydrogéologique très différent de celui de Ploemeur, des stations GPS ont été installées au sein de la plaine du Saïs pour mesurer la déformation engendrée par différents processus : l'hydrologie et l'hydrogéologie, la tectonique et éventuellement la surcharge océanique. Les interprétations sont moins abouties que dans le cas de Ploemeur parce que nous disposons de beaucoup moins de données, obtenues assez tardivement et de moins bonne qualité en ce qui concerne les données hydrogéologiques.

1. Présentation du projet

Ce projet de quantification et de caractérisation de la déformation dans la plaine du Saïs s'inscrit dans un projet plus large de caractérisation géophysique et hydrodynamique du réservoir fracturé du Bassin du Saïs en liaison avec les Causses du Moyen Atlas. Ce projet est réalisé en collaboration avec la Faculté des Sciences de l'Université Moulay Idriss de Meknès. Ce projet se compose de trois volets. Le premier d'entre eux est l'étude, à partir de données géophysiques diverses, de la géométrie du réservoir liasique sous le bassin et la transition cause-bassin, zone critique pour l'alimentation de l'aquifère. Le second est l'analyse quantitative et la modélisation des réseaux de fractures du réservoir par diverses méthodes géophysiques (notamment tomographie électrique), après identification et caractérisation des fractures utiles et des zones drainées ; ces deux derniers points sont traités dans le cadre de la thèse de Khaoula Qarqori (cotutelle Université de Rennes 1 – Université Moulay Idriss de Meknès). Enfin, le troisième objectif est la mesure de la déformation de surface (subsidence et uplift du sol) en relation avec le comportement hydrodynamique du réservoir (cycles recharge/décharge), domaine dans lequel nous intervenons dans le cadre de cette thèse.

En complément de la connaissance de la fracturation et de la géométrie de l'aquifère, la mesure de la déformation du sol est faite en continu grâce à des récepteurs GPS installés sur zone et pourrait à terme permettre d'évaluer l'impact d'une surexploitation locale de l'aquifère. La mesure de la déformation du sol liée à la décharge et la recharge d'un aquifère pourrait permettre d'obtenir une valeur du coefficient d'emmagasinement, lié aux propriétés poro-élastiques de l'aquifère. Il s'agit d'une application récente du GPS, outil actuellement très peu utilisé au Maroc. En plus de l'objectif déformation hydrogéologique, les données GPS acquises sur site pourraient permettre d'étudier l'existence éventuelle d'une déformation non-sismique au sein de la plaine du Saïs, coïncée entre le Rif marocain et le Moyen-Atlas, zones sismiquement actives. La mise en place des GPS a été effectuée fin 2007, première année du projet. L'accès aux sites a été possible grâce à la collaboration de l'ONEP (Office National de l'Eau Potable au Maroc). Le traitement et l'interprétation des

données GPS ont été menés par la suite par l'équipe française. Malheureusement, le retard accusé dans la mise en place de l'instrumentation hydrogéologique nous empêche d'avoir des données piézométriques proches des récepteurs et acquises avec un échantillonnage suffisant pour effectuer une corrélation précise entre la déformation observée avec le GPS et l'hydrogéologie.

2. Cadres de l'étude

2.1 Contexte géologique et lithostratigraphique

Le bassin du Saïs, également appelé bassin de Meknès-Fès, s'étend dans une direction E-W sur 100 km de long et 30 km de large, pour une superficie totale de 2100 km² (Figure 78 a et b). Ce bassin Néogène constitue la partie médiane du sillon sud-rifain, délimité par les domaines rifain et pré-rifain au nord et le domaine méséto-atlasique au sud. Par cette position charnière entre ces deux domaines bordiers, il est considéré comme un vaste synclinal dissymétrique de direction E-W qui s'enfoncé progressivement du sud vers le nord et se redresse brusquement au contact des rides pré-rifaines (Essalhaoui et al. 2001 ; Amraoui, 2005)(Figure 79).

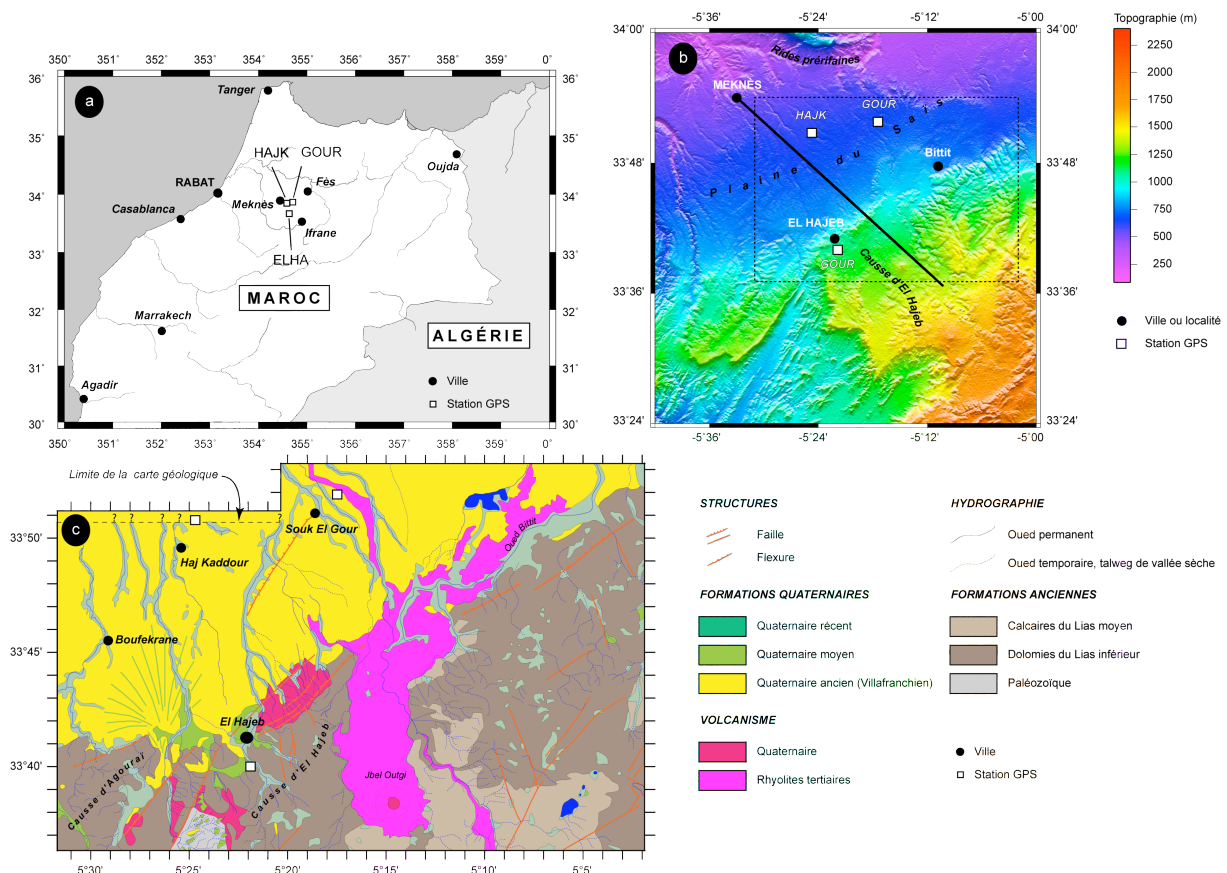


Figure 78 : a) Carte générale du Maroc et localisation de la zone d'étude ; b) Carte topographique de la zone d'étude, depuis les rides pré-rifaines jusqu'au début du Moyen Atlas, avec la localisation des stations GPS ; le cadre en pointillés est représenté en c), le trait noir représente la coupe géologique en Figure 79 ; c) Carte géologique de la zone d'étude.

Le log lithostratigraphique montre des séries du Paléozoïque au Quaternaire récent, avec une lacune importante entre le Crétacé et le Paléocène (Figure 80). Les formations liasiques constituent la roche réservoir de l'aquifère profond. Elles ont été soulevées solidement

avec les Causses, entre le Jurassique moyen et le Miocène. Elles sont profondément altérées, davantage dans le Bassin du Saïs que dans les Causses, et plus sous le Saïs de Meknès¹⁷ où elles apparaissent amincies voire inexistantes par endroits, comme l'a montré un forage entre Boufekrane et El Hajeb (Essahlaoui et al. 2001), que dans le Saïs de Fès où elles apparaissent généralisées (Fassi, 1999, dans Amraoui, 2005). Les formations liasiques du Saïs ne sont connues que grâce aux sondages réalisés dans le bassin qui ont montré des épaisseurs maximales de 280 m (Essahlaoui et al. 2001). Elles affleurent tout de même dans sa bordure sud-est, où les faciès sont proches de ceux rencontrés dans les Causses (dolomies massives) (Figure 81).

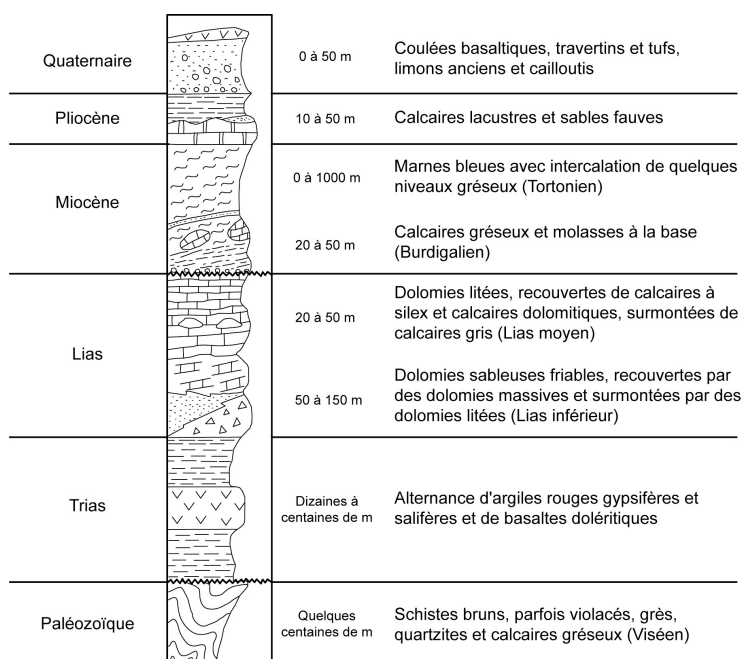
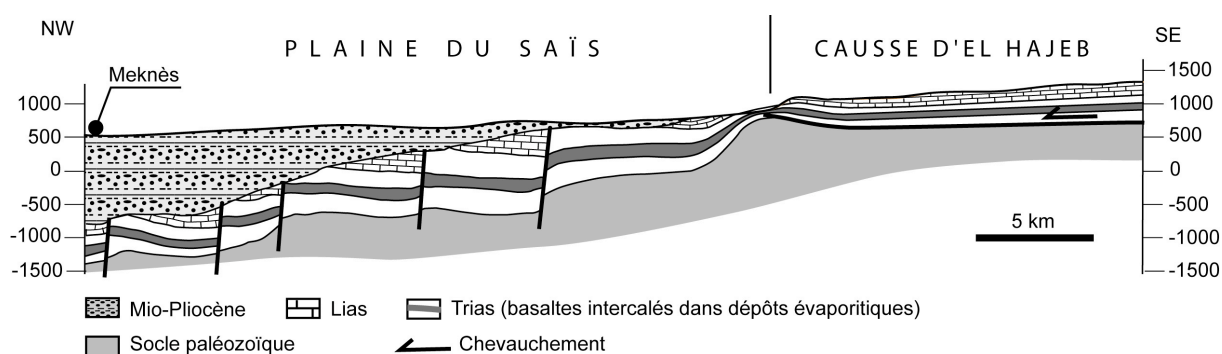


Figure 80 : Log lithostratigraphique du Bassin du Saïs (Amraoui, 2005).

La couverture Pliocène se trouve sous la forme de terrains qui recouvrent de grandes surfaces par des limons anciens et des cailloutis du Villafranchien. Les travertins et les tufs de sources sont particulièrement développés au niveau des exutoires karstiques et ont un rôle hydrogéologique non négligeable car ces formations perméables jouent le rôle d'intermédiaire dans la connexion (abouchement) des eaux des Causses avec la nappe du plateau de Meknès. Les basaltes sont d'âge quaternaire post-Villafranchien et sont issus du Jbel Outigui (1431 m) (Figure 78c). Ce grand volcan domine le Causse d'El Hajeb et est aujourd'hui éteint. Les coulées de lave se sont épanchées loin dans la plaine et constituent

¹⁷ On utilisera les nominations de Saïs de Meknès et de Saïs de Fès pour parler des deux parties du Bassin du Saïs.

un toit relativement imperméable. Ceci a dû modifier l'ancien mode d'écoulement des eaux du Lias en mettant en charge les eaux des formations sous-jacentes. Les basaltes jouent également un rôle perméable grâce à l'importante porosité de fissures de certaines coulées, qui peuvent contenir des niveaux aquifères (Amraoui, 2005).

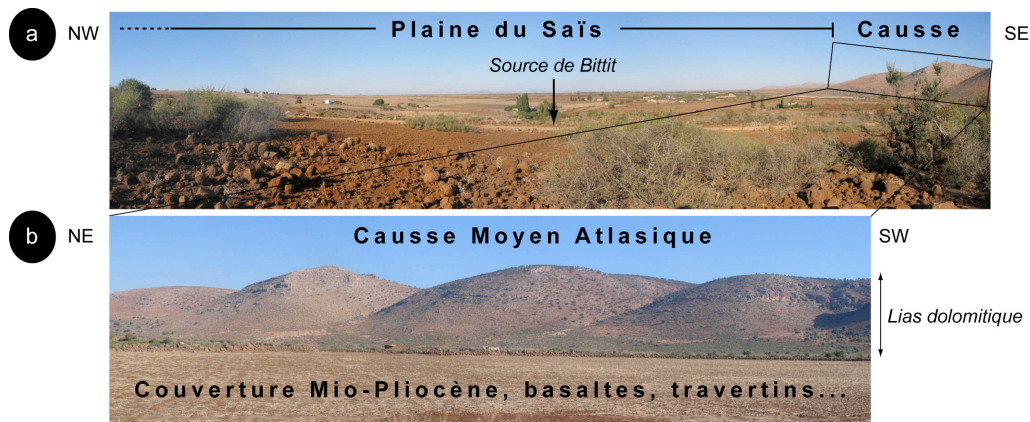


Figure 81 : a) Panorama du Bassin du Saïs vu depuis la source de Bittit ; b) Panorama du Causse du Moyen Atlas vu depuis la source de Bittit (Photographies : G. Biessy).

2.2 Contexte tectonique et sismicité

2.2.1 La tectonique régionale

La construction orogénique du relief de l'Atlas a commencé au milieu de l'Éocène. Depuis, la déformation est discontinue malgré une convergence continue des plaques africaine et eurasiennne. Cette déformation s'est produite en deux évènements séparés par une période de subsidence et de relative quiescence tectonique à l'Oligo-Miocène. Au Maroc et partout dans l'Atlas, cette déformation due au deuxième épisode de construction du relief atlasique est toujours active durant le Quaternaire et encore aujourd'hui (Sébrier et al. 2006 ; Frizon de Lamotte et al. 2009).

Le modèle NUVEL-1A et les mesures GPS montrent une convergence à la limite de plaque oblique de direction NW-SE d'environ 4-6 mm/an (De Mets, 1994 ; Calais et al. 2003 ; Stich et al. 2006 ; Sébrier et al. 2006) (Figure 82). Le Maroc et le sud de l'Espagne montrent des vitesses de déplacements dominées par une composante vers l'ouest. Les vitesses au niveau de l'arc de Gibraltar et du nord-ouest du Maroc atteignent 3 à 3,5 mm/an (Stich et al. 2006).

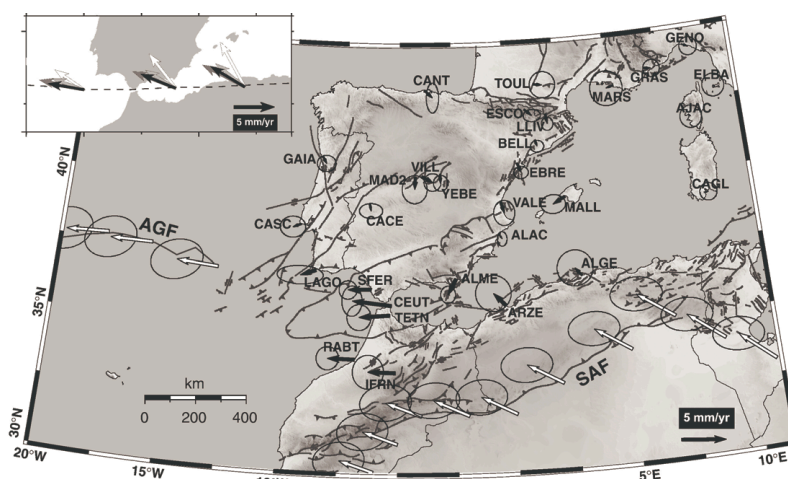
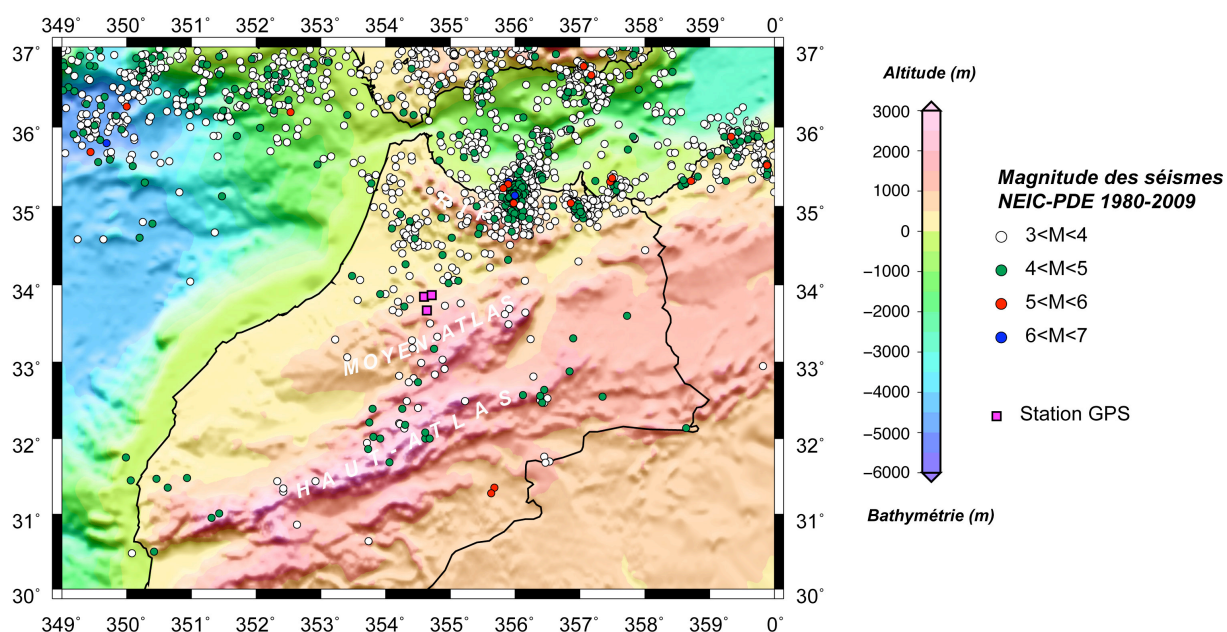


Figure 82 : Champ de vitesse dans la partie occidentale de la Méditerranée (Stich et al. 2006). Les flèches noires montrent le déplacement en mm/an relativement à une Europe stable. Les ellipses montrent les incertitudes à 95%. Les flèches blanches le long de la faille du Sud Atlas (SAF) et de la zone de fracture Açores-Gibraltar (AGF) indiquent le déplacement prédit par la rotation du pôle Afrique-Eurasie.

Une étude GPS durant cinq ans avec un réseau de 22 stations a également permis de déterminer un mouvement vers le sud d'environ 3 mm/an dans les montagnes du Rif, relativement à une Afrique stable, mouvement pouvant être imputé à une délamination et à un roll-back du manteau lithosphérique sous les domaines Alboran et Rif (Fadil et al, 2006).

2.2.2 La sismicité régionale

La majeure partie de la sismicité au Maroc se concentre au nord du pays, au niveau du Rif et de la mer d'Alboran (Figure 83), cette région correspondant approximativement avec la limite de plaques entre l'Eurasie et l'Afrique. Au Sud du Rif, la sismicité est beaucoup moins importante et plus diffuse, principalement observée dans les montagnes de l'Atlas. Encore plus au Sud en arrivant dans le Sahara, il n'y a plus d'activité sismique, tout comme à l'est du Haut Atlas (Sébrier et al. 2006).



2.2.3 La tectonique quaternaire dans le bassin du Saïs

La morphologie actuelle du bassin du Saïs est due à la tectonique quaternaire, qui s'est manifestée durant cette période aussi bien sur ses bordures nord et sud, au contact des deux domaines montagneux du Rif et du Moyen Atlas, qu'à l'intérieur du bassin. Sur la bordure nord, au contact des rides préifaines, l'activité tectonique quaternaire est visible sous la forme de failles normales à regard sud, avec des jeux très importants pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres. Sur la bordure sud, les falaises des Causses du Moyen Atlas dominent le bassin du Saïs (Figure 79 et Figure 81b). Cette falaise est assez continue et importante, avec des dénivellés de 80 à 200 m réalisés au cours du Quaternaire. Au niveau d'El Hajeb, le rejet atteint environ 85 m (Amraoui, 2005).

Dans le bassin du Saïs, il existe un réseau dense et complexe d'accidents qui joue un rôle essentiel dans l'organisation de l'espace (Figure 84). Dans le Saïs de Fès prédominent des linéaments tectoniques s'ordonnant en éventail, se fermant d'Est en Ouest et passant d'une orientation ENE-WSW à une orientation NE-SW qui va dominer dans le Saïs de Meknès. Au sein de ce dernier, les linéaments tectoniques constituent le prolongement septentrional des accidents hercyniens affleurant dans le massif paléozoïque central. Six flexures de direction moyenne NE-SW structurent le bassin en paliers basculés avec un regard des flexures vers

le NW. La flexure d'Aïn Taoudjate, un talus bien individualisé de 150 m de dénivelé, détermine la subdivision du bassin en deux régions étagées (Amraoui, 2005).

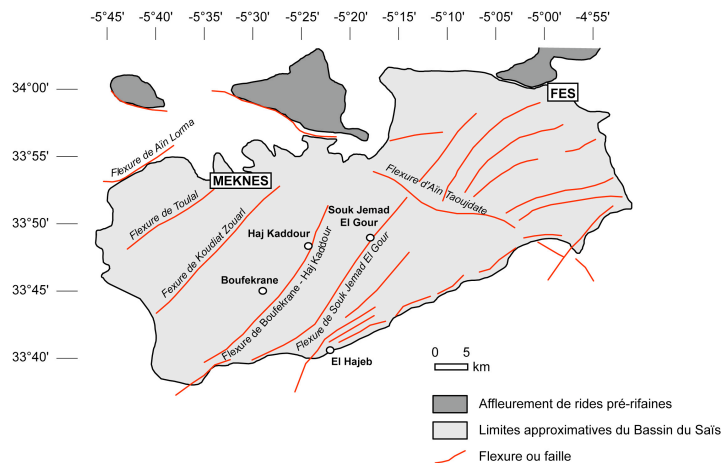


Figure 84 : Structures majeures du Bassin du Saïs (Amraoui, 2005, d'après Fassi, 1999, modifié).

2.3 Contexte hydrogéologique

Dans la région du Saïs, on distingue deux réservoirs aquifères importants :

- une nappe phréatique libre qui se développe dans la plaine au sein de formations Plio-Quaternaire,
- et une nappe profonde qui circule principalement au sein des formations carbonatées liasiques.

2.3.1 La nappe phréatique du Bassin du Saïs

La nappe phréatique du Bassin du Saïs présente une structure assez simple et bien connue (Essalhaoui et al. 1997 et 1999 dans Essalhaoui, 2000). D'une superficie d'environ 2100 km², sa lithologie est constituée de sables, de marnes sableuses, de grès, de conglomérats et de calcaires lacustres, avec un substratum composé de marnes grises Miocène, et sa profondeur est comprise entre 10 et 30 m, mais peut atteindre localement 45 m (Essalhaoui et al. 1997 et 1999 dans Essalhaoui et al. 2001 ; Amraoui, 2005). La recharge s'effectue par l'infiltration des eaux pluviales, par l'abouchement direct avec la partie libre de la nappe liasique, par l'infiltration des eaux d'irrigation et par le drainage ascendant à partir de la nappe profonde liasique en charge. La décharge s'effectue par les pompages pour l'agriculture et pour l'eau potable, par les écoulements aux sources et par le drainage par les cours d'eau. Les débits de production varient de 1 à 20 l/s selon les secteurs. Les écoulements se font du SSE vers le NNW.

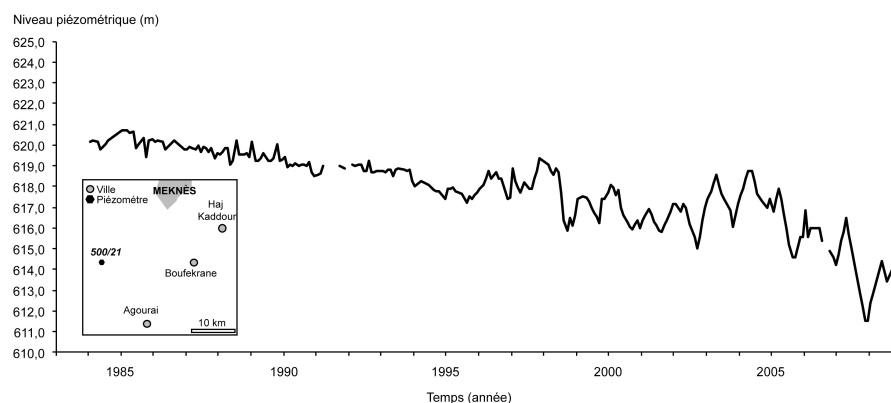


Figure 85 : Suivi piézométrique de la nappe phréatique sur le forage IRE n° 500/21, au sein de la plaine du Saïs entre 1983 et 2008 (source des données : ONEP).

Le niveau de la nappe réagit aux épisodes pluvieux et l'amplitude des variations saisonnières varie de 1 à 4 m. A l'échelle pluriannuelle, la tendance est à la baisse depuis le début des années 80 à cause de la sécheresse et de l'exploitation intensive (Amraoui, 2005): une baisse linéaire sans variations saisonnières franches jusqu'en 1998, puis une baisse avec des variations saisonnières plus marquées et variables, comprises entre 1 et 4 m depuis (Figure 85).

2.3.2 L'aquifère liasique profond

L'aquifère profond liasique est reconnu et exploité par des forages, qui sont artésiens et très productifs dans le Nord du bassin. Les écoulements dans la nappe captive se font au sein des formations carbonatées du Lias (Essahlaoui et al. 2001) mais également parfois au sein d'une molasse Miocène composée de grès, de sables et de conglomérats qui surmonte le Lias (Amraoui, 2005). Du sud vers le nord, ces formations constituent un aquifère libre sur le Causse Moyen Atlasique et en bordure du bassin, puis captif sous les formations marneuses imperméables Tertiaire du Saïs (Essahlaoui et al. 2001 ; Amraoui, 2005). Il est alimenté par les infiltrations pluviales et navales sur les reliefs du Causse Moyen Atlasique. Les exutoires sont des émergences et des sources de trop plein observables en bordure du Causse comme la source de Bittit (Figure 81). C'est un forage pétrolier qui a permis de révéler l'existence de l'aquifère profond captif, en 1931. Les forages de prospection hydrogéologique ont débuté en 1949 et on comptait 83 forages en 1985 ayant touché ou traversé le Lias. Ce nombre a atteint 193 en 2002, sans compter les ouvrages des particuliers (Amraoui, 2005). Nous disposons de quelques données piézométriques dans cette région, dont un forage entre Boufekrane et Haj Kaddour (Figure 86), au sein de la plaine du Saïs. Les données sont échantillonnées avec un point par mois, depuis 1963.

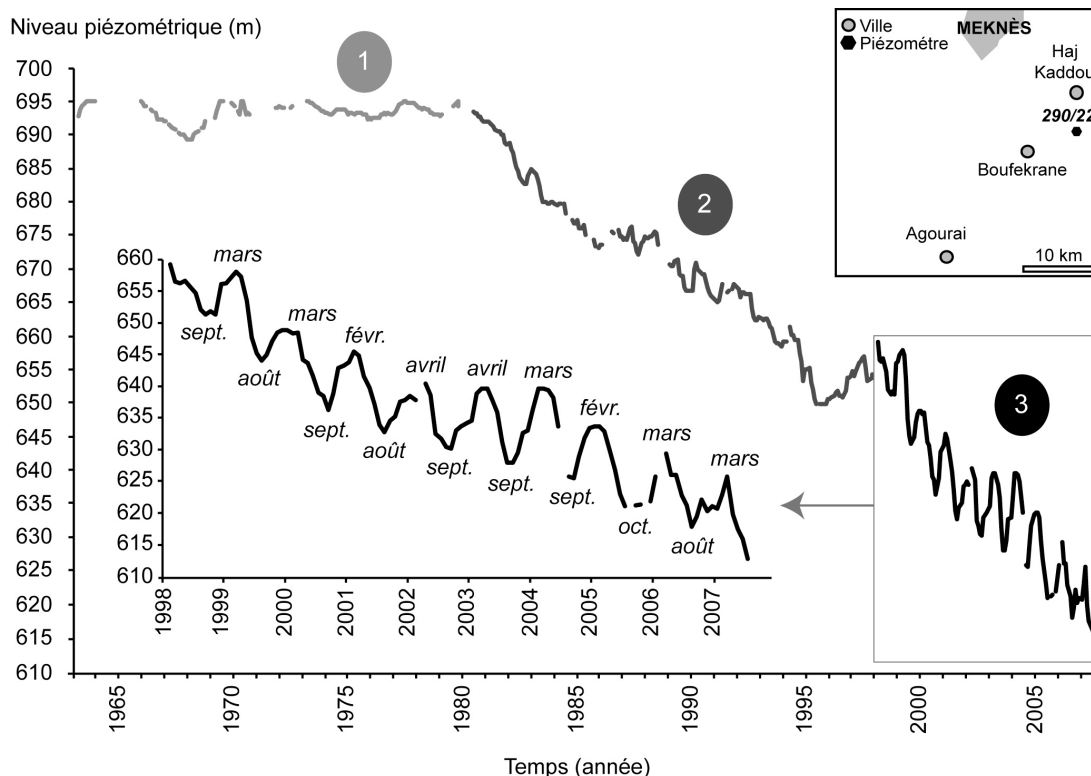


Figure 86 : Suivi piézométrique sur le forage IRE n°290/22 entre Boufekrane et Haj Kaddour, au sein de la plaine du Saïs entre 1963 et 2007, avec un zoom sur la période 1998-2007 (source des données : ONEP).

Elles permettent de voir trois phases distinctes dans le comportement de la nappe :

- entre 1963 et 1980 : une première phase autour d'un niveau d'équilibre, sans variations annuelles visibles, avec principalement une chute du niveau piézométrique entre 1966 et 1968, et une remontée jusqu'à mi-1969 pour retrouver le niveau précédent,
- entre 1980 et 1995 : une deuxième phase de chute du niveau piézométrique de 43 m, (2,8 m/an), avec quelques variations annuelles assez peu régulières,
- depuis 1998 : après trois années de remontée entre 1995 et 1998, une troisième phase de chute du niveau piézométrique (environ 4 m/an), avec des variations saisonnières bien visibles, entre des hauts niveaux (entre février et avril) et des bas niveaux (entre août et octobre), et une amplitude saisonnière comprise entre 9 et 12 m.

La chute du niveau piézométrique depuis le début des années 1980 peut s'expliquer par la sécheresse prolongée qui touche le Moyen Atlas marocain, avec un déficit pluviométrique chronique (Amraoui et al. 2004), ainsi que par un pompage intensif de la nappe depuis la surface, en raison de besoins grandissants pour l'agriculture et pour l'apport en eau des villes de Meknès et de Fès. L'apparition de variations saisonnières régulières importantes pourrait être due (1) à un changement de comportement de l'aquifère, (2) à un contrôle du niveau piézométrique par les pompages, (3) aux caractéristiques techniques du forage, qui, avec la chute du niveau piézométrique, modifieraient les connectivités entre les différents niveaux aquifères. Le manque de données et d'informations ne nous permet encore de répondre à cette question.

3. Données GPS

La mesure de la déformation de la surface du sol au sein de la plaine du Saïs s'est faite grâce au GPS. Nous avons acquis des données par des stations que nous avons installées sur zone. Trois stations GPS ont été installées durant la semaine du 23-26 octobre 2007 (Figure 87). Elles se trouvent sur des sites de pompage appartenant à l'Office National de l'Eau Potable (ONEP), tous les trois clos par des murs et bénéficient de la présence d'un gardien logé sur place.

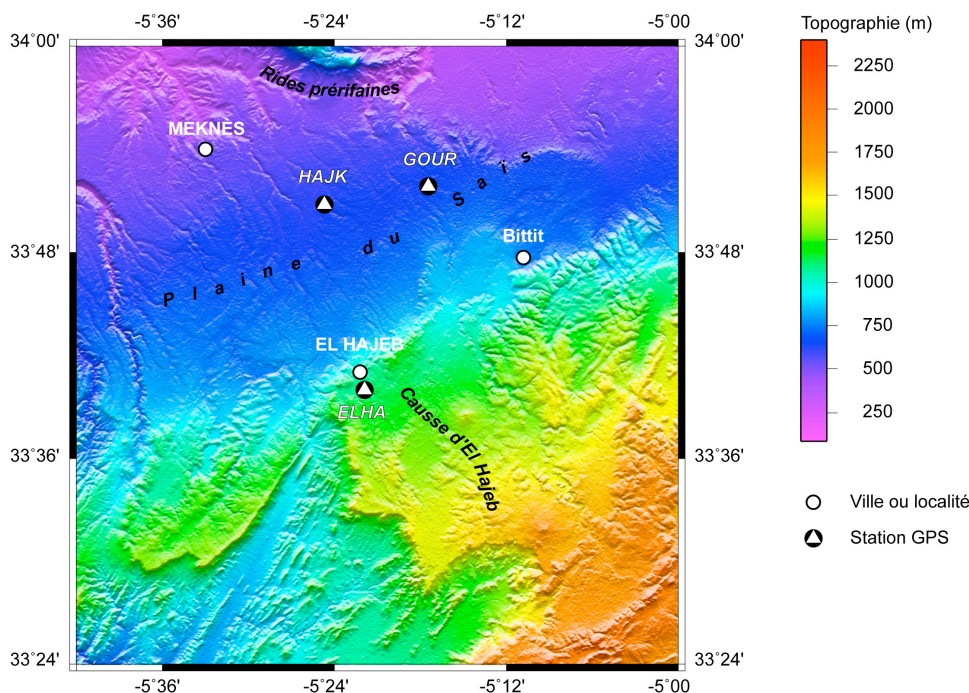


Figure 87 : Carte de localisation des stations GPS installées au Maroc pour l'étude de la déformation au sein de la Plaine du Saïs.

Deux récepteurs bi-fréquence Topcon GB1000 ont été acquis dans le cadre du programme CORUS2 (financé par l'IRD) et installés sur les sites de Haj Kaddour (HAJK) et El Hajeb (ELHA). Un récepteur bi-fréquence Ashtech a été prêté par le parc GPS de l'INSU et installé sur le site de Souk El Gour (GOUR). Les antennes ont été mises en place sur le toit des bâtiments dont les murs sont en béton, sur des vis implantées dans les murs. Nous avons fait attention à ce qu'il n'y ait pas de masques et de surfaces de réflexion pouvant altérer la qualité de réception sur les sites. Les électroniques de réception ont été installées à l'intérieur des bâtiments, alimentées sur secteur (220 V) et sur batteries internes (avec une autonomie d'environ 6 à 8h) pour les GB-1000 ou externe pour l'Ashtech. Des acquisitions ont été lancées en fin de semaine 43 de l'année 2007 (jeudi 25 et vendredi 26 octobre), les premiers fichiers ont été récupérés durant la semaine 44 (mercredi 31 octobre et jeudi 1er novembre), sans aucun problème.

3.1 Station d'Haj Kaddour (HAJK)

La station d'Haj Kaddour (Figure 88) se situe au cœur de la plaine du Saïs, sur des terrains quaternaires du Villafranchien supérieur. Elle a été installée sur le toit d'un bâtiment appartenant à l'ONEP, le 25 octobre 2007. La fréquence d'acquisition a été réglée à 30 secondes. Les informations importantes relatives à cette station se trouvent dans sa fiche d'identité (logsheet) présentée en Table 10.



Figure 88 : a) La station GPS de Haj Kaddour. La flèche noire indique l'emplacement de l'antenne ; b) Gros plan sur l'antenne ; c) Electronique d'acquisition ; d) Vue vers le nord : au premier plan, les terrains environnants de la station et au fond les rides prérfaines.

HAJK Site Information Form

0. Form

Prepared by (full name) : Guillaume BIESSY, Frédérique Moreau, Olivier Dauteuil (Géosciences Rennes)
 Date Prepared : 06-JUL-2009
 Report Type : NEW STATION

1. Site Identification of the GPS Monument

Site Name : HAJ KADDOUR
 Four Character ID : HAJK
 Date Installed : 25-OCT-2007
 Geologic Characteristic
 Bedrock Type : QUATERNARY VILLAFRANCHIAN TERRAINS

CHAPITRE 5 : LA DEFORMATION ACTUELLE DE LA PLAINE DU SAÏS (MAROC)

Additional Information	
Geological Province	: SAÏS BASIN
2. Site Location Information	
City or Town	: HAJ KADDOUR
Country	: MOROCCO
Tectonic Plate	: Africa
Approximate Position	
Latitude (deg)	: N 33.84645
Longitude (deg)	: W 5.41157
Elevation (m)	: 678 m
Additional Information	: The station is installed on the roof of a building of the ONEP (National Office of the Water)
3. GPS Receiver Information	
3.1 Receiver Type	: TOPCON GB-1000
Serial Number	: T224959
GPS version	: 2.5 p 1
Main version	: 3.02U
Date Installed	: 25-OCT-2007
Date Removed	:
4. GPS Antenna Information	
4.1 Antenna Type	: TOPCON PG-A1
P/N	: 01-840201-07
S/N	: 310-0749
High above the floor	: 3.985 m
Date Installed	: 25-OCT-2007
Date Removed	:

Table 10 : Fiche d'identité (logsheet) de la station HAJK.

3.2 Station de Souk Jemad El Gour (GOUR)

La station de Souk Jemad El Gour (Figure 89) se situe sur une étroite coulée basaltique quaternaire issue du Jbel Outigui, qui affleure à côté de la station dans une petite carrière. Les informations importantes relatives à cette station se trouvent dans sa fiche d'identité (logsheet) présentée en Table 11.



Figure 89 : a) La station GPS de Souk Jemad El Gour. La flèche noire indique l'emplacement de l'antenne. b) Gros plan sur l'antenne ; c) Electronique d'acquisition ; d) Vue vers l'est de la coulée basaltique quaternaire du Jbel Outigui.

CHAPITRE 5 : LA DEFORMATION ACTUELLE DE LA PLAINE DU SAÏS (MAROC)

Cette station faisait l'objet d'un prêt de la part du parc GPS de l'INSU. Elle a été désinstallée le 6 octobre 2008 pour être rendue. Cependant, les premiers résultats des traitements GPS ont montré des comportements quelque peu différents des stations GOUR et HAJK par rapport à la station de référence ELHA, et donc l'intérêt d'avoir deux stations GPS dans la plaine du Saïs. Une nouvelle station GPS, de marque Topcon (le même modèle que les stations HAJK et ELHA) a été installée en lieu et place de l'ancienne, en juillet 2009, afin que l'acquisition reprenne sur ce site.

GOUR Site Information Form

0. Form

Prepared by (full name) : Guillaume BIESSY, Frédérique Moreau, Olivier
Dauteuil (Géosciences Rennes)
Date Prepared : 06-JUL-2009
Report Type : NEW STATION

1. Site Identification of the GPS Monument

Site Name : SOUK JEMAD EL GOUR
Four Character ID : GOUR
Date Installed : 26-OCT-2007
Geologic Characteristic
Bedrock Type : BASALTIC LAVA FLOW
Additional Information
Geological Province : SAÏS BASIN

2. Site Location Information

City or Town : SOUK JEMAD EL GOUR
Country : MOROCCO
Tectonic Plate : Africa
Approximate Position
Latitude (deg) : N 33.86444
Longitude (deg) : W 5.29138
Elevation (m) : 720 m
Additional Information : The station is installed on the roof of a
building of the ONEP (National Office of the Water)

3. GPS Receiver Information

3.1 Receiver Type : ASHTECH Z-Extreme
Serial Number : 800889(D)ZE1200528054
Firmware Version : ZB00
Option : --E-MFT3-KI-6
Date Installed : 27-OCT-2007
Date Removed : 06-OCT-2008
3.2 Receiver Type : TOPCON GB-1000
Serial Number :
Firmware Version :
Option :
Date Installed : 14-JUL-2009

4. GPS Antenna Information

4.1 Antenna Type : ASHTECH Choke Ring
Serial Number : CR5 19995010
Part N° : 701945-01
REV : C
High above the floor : 4.03 m
Date Installed : 27-OCT-2007
Date Removed : 06-OCT-2008
Additional Information : END OF THE INSU LEND
4.2 Antenna Type : TOPCON PG-A1
Serial Number :
Part N° :
REV :
High above the floor : 4.03 m
Date Installed : 14-JUL-2009

Table 11 : Fiche d'identité (logsheet) de la station GOUR.

3.3 Station d'El Hajeb (ELHA)

La station d'El Hajeb (Figure 90) se trouve en altitude (1168 m), sur le Causse Moyen Atlasique calcaire. Une première installation a été réalisée sur le toit d'un bâtiment de l'ONEP le 27 octobre 2007. La position de l'antenne a été réajustée le 23 mai 2008. La fréquence d'acquisition a été réglée à 30 secondes. Les informations importantes relatives à cette station se trouvent dans sa fiche d'identité (logsheet) présentée en Table 12.



Figure 90 : a) La station GPS de El Hajeb, la flèche noire indiquant l'emplacement de l'antenne ; b) Gros plan sur l'antenne après réinstallation ; c) Electronique d'acquisition et récupération des données ; d) Vue vers l'ouest des terrains environnants de la station, située sur la surface supérieure Causse d'El Hajeb.

Suite à une première installation de qualité moyenne, nous avons amélioré l'installation de l'antenne le 23 mai 2008. C'est pour cette raison que les séries temporelles des lignes de base utilisant la station ELHA comme station de référence ne commencent qu'en mai 2008.

ELHA Site Information Form

0. Form

Prepared by (full name) : Guillaume BIESSY, Frédérique Moreau, Olivier Dauteuil (Géosciences Rennes)
 Date Prepared : 06-JUL-2009
 Report Type : NEW STATION

1. Site Identification of the GPS Monument

Site Name : EL HAJEB
 Four Character ID : ELHA
 Date Installed : 25-OCT-2007
 Geologic Characteristic
 Bedrock Type : LIASIC MID-ATLASIC LIMESTONE
 Additional Information
 Geological Province : MID-ATLASIC LIMESTONE PLATEAU

2. Site Location Information

City or Town : EL HAJEB
 Country : MOROCCO
 Tectonic Plate : Africa
 Approximate Position
 Latitude (deg) : N 33.66674

CHAPITRE 5 : LA DEFORMATION ACTUELLE DE LA PLAINE DU SAÏS (MAROC)

Longitude (deg) : W 5.36478
 Elevation (m) : 1168 m
 Additional Information : The station is installed on the roof of a building of the ONEP (National Office of the Water)

3. GPS Receiver Information

3.1 Receiver Type : TOPCON GB1000
 GPS version : 2.5p1
 Main version : 3.02U
 Date Installed : 27-OCT-2007
 Date Removed :

4. GPS Antenna Information

4.1 Antenna Type : TOPCON PG-A1
 High above the floor : 3.78 m
 Date Installed : 27-OCT-2007
 Date Removed : 23-MAY-2008
 Additional Information : The antenna was reinstalled in a better way.

4.2 Antenna Type : TOPCON PG-A1
 Date Installed : 23-MAY-2008
 Date Removed :

Table 12 : Fiche d'identité (logsheet) de la station ELHA.

3.4 Disponibilité des données

Pour les stations HAJK et ELHA, l'acquisition a débuté le même jour et continue aujourd'hui. Cependant, elle est perturbée par des coupures de courant ou des problèmes de fonctionnement des récepteurs, qui engendrent des trous de données parfois conséquents (Figure 91):

- du 08/10/2008 au 27/01/2009 pour HAJK,
- du 09/12/2007 au 22/05/2008 et du 17/12/2008 au 27/01/2009 pour ELHA.

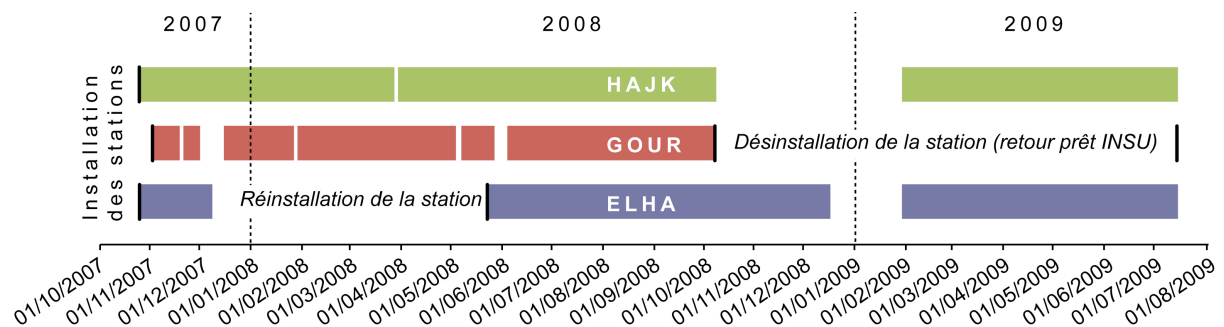


Figure 91 : Disponibilité des données des stations installées dans la plaine du Saïs (HAJK et GOUR) et de la station installée sur le Causse Moyen Atlasique d'El Hajeb (ELHA). Les barres noires illustrent les instants d'installation et de désinstallation des stations GPS. La station GOUR a été désinstallée en octobre 2008 (retour du prêt INSU) et remplacée en juillet 2009 par une station d'un autre modèle. Les périodes en blanc illustrent des trous de données.

L'acquisition à la station GOUR a débuté le 01/11/2007 et s'est achevée le 07/10/2008, cet appareil ayant été prêté par l'INSU. Elle a bien fonctionné avec quelques petits trous de données (12 jours au maximum). Les stations HAJK et ELHA sont toujours en acquisition, alors qu'une nouvelle antenne a été installée à la station GOUR, l'acquisition ayant repris en juillet 2009.

4. Description des résultats

L'objectif de cette étude de la déformation mesurée par GPS est de quantifier les déplacements du sol en relation avec d'éventuels processus de déformation non-sismique et de surcharge océanique, et surtout avec des processus hydrogéologiques. Les données acquises au Maroc ont été traitées dans une stratégie identique à celle utilisée pour le site de Ploemeur, afin de voir si les observations faites dans un contexte d'aquifère cristallin (comme à Ploemeur) peuvent être faites dans un contexte d'aquifère plus classique et plus profond. Nous décrivons dans ce paragraphe la stratégie de calcul GAMIT/GLOBK, et les premiers résultats.

4.1 Stratégie de calcul avec GAMIT/GLOBK

Des traitements GAMIT/GLOBK en ligne de base pure ont été réalisés entre les stations dont on souhaite étudier les déplacements (HAJK et GOUR) et une station de référence (ELHA), située dans une zone *a priori* déconnectée de l'influence de l'aquifère liasique profond. Nous avons conservé la stratégie utilisée à Ploemeur, avec les coordonnées *a priori* de la station de référence fixée (Tableau 13).

CALCUL LIGNE DE BASE			
Choix de l'expérience	BASELINE		
Type d'analyse	1-ITER		
Choix de l'observable	LC_AUTCLN		
TROPOSPHERE			
Dmap (composante sèche)	GMF		
Wmap (composante humide)	GMF		
MARÉES APPLIQUÉES	31 =		
	Earth (1)		
	+ Frequency-dependant (2)		
	+ Pole (4)		
	+ Ocean (8)		
	+ Remove mean for pole tide (16)		
Use OTL.grid	Yes → FES2004.grd		
CONTRAINTES A PRIORI	N	E	U
Station de référence	Y	Y	Y
Stations de mesure	1 m	1 m	2 m
Durée de la session	24 h (de 0h à 23h59'59)		

Tableau 13 : Paramètres de calcul du traitement GAMIT en ligne de base pure pour les données marocaines.

Les différents types de marée ont été appliqués, y compris le modèle de surcharge océanique (FES2004). Les contraintes sur les coordonnées *a priori* des stations de mesures sont identiques à celles lors de l'étude en Bretagne, à savoir 1 m sur les composantes horizontales et 2 m sur la composante verticale. La seule différence est le choix de l'observable, réglé ici sur LC_AUTCLN car les stations installées au Maroc sont bi-fréquence. Le traitement via la combinaison L_3 est donc possible.

4.2 Description des résultats

Les résultats sont représentés sous la forme de séries temporelles selon les trois composantes North, East et Up. En raison d'une nouvelle installation de l'antenne de la station de référence ELHA, elles présentaient un saut de 6,5 mm sur la composante North et de 4 cm sur la composante Up (il n'y a quasiment pas de saut observable sur la composante

East). Les données entre mi-octobre et mi-décembre 2007 n'ont donc pas été prises en compte. Nous avons un important manque de données jusqu'à la fin mai 2008 dus à des problèmes techniques. Les séries temporelles commencent donc fin mai 2008 (Figure 92). Avec les données disponibles (Figure 91), la série temporelle pour la ligne de base GOUR/ELHA est relativement courte, du 23 mai au 7 octobre 2008, avec un trou entre le 26 mai et le 3 juin. La série temporelle HAJK/ELHA est plus longue, entre le 23 mai 2008 et le 14 juillet 2009, avec des trous entre le 8 octobre 2008 et le 27 janvier 2009 d'une part et entre les 3 et 9 avril 2009.

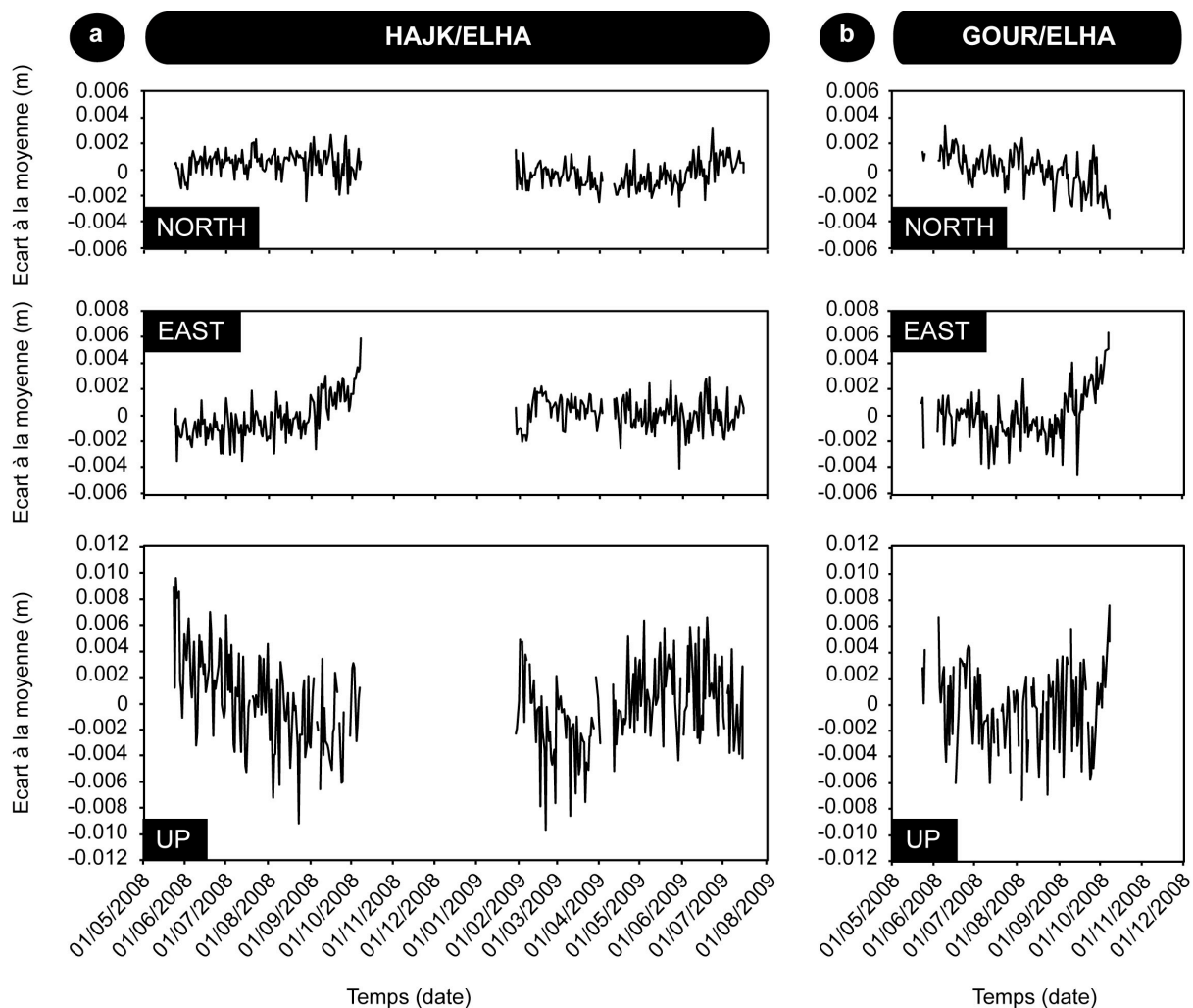


Figure 92 : a) Séries temporelles des trois composantes North, East et Up de la ligne de base HAJK/ELHA ; b) Séries temporelles des trois composantes North, East et Up de la ligne de base GOUR/ELHA.

Certains points qui sortaient nettement de la tendance générale (*outliers*) ont été retirés des séries temporelles. Ils présentent soit des données trop peu nombreuses, soit une qualité de traitement moindre. En effet, les résidus (*one-way post-fit residuals*) étaient plus importants pour ces jours, compris entre 6,5 et 8,5 mm, alors qu'ils sont compris entre 4 et 6 mm pour les autres jours. Nous décrivons en détail les séries temporelles obtenues pour les lignes de base HAJK/ELHA (Figure 92a) et GOUR/ELHA (Figure 92b).

4.2.1 Ligne de base HAJK/ELHA

Par rapport à la station de référence ELHA, la station HAJK montre des déplacements d'amplitude inférieure à 4 mm sur la composante North avec, semble-t-il visuellement, une

périodicité sub-annuelle, avec un maximum en septembre 2008 et un minimum en avril 2009 (une analyse de Fourier sur une série temporelle de quatorze mois ne mettrait pas en évidence une périodicité annuelle, en raison d'une trop courte série temporelle).

La première moitié de la série de la composante East présente tout d'abord un palier entre fin mai et fin août 2008 (ou un très faible déplacement vers l'est), date à partir de laquelle on observe un fort déplacement vers l'est d'amplitude totale d'environ 5 mm. La deuxième moitié de la série présente une déformation très faible voire inexistante, avec un plateau entre fin janvier et mi-juillet 2009.

En 2008, la série de la composante Up montre une subsidence entre fin mai et mi-septembre, pour une amplitude totale d'environ 9 mm. On peut deviner un début d'uplift à partir de mi-septembre, d'environ 4,5 mm, mais le manque de données par la suite nous empêche de le voir entièrement. La période couverte en 2009, de fin janvier à mi-juillet, nous montre trois phases successives avec une subsidence jusqu'à fin mars avec une amplitude de 7 mm, un uplift qui s'infléchit entre fin mars et mi-juin avec une amplitude de 8 mm, et enfin une subsidence à partir de mi-juin d'amplitude 5 mm (jusqu'au moment où la série s'arrête).

4.2.2 Ligne de base GOUR/ELHA

Par rapport à la station de référence ELHA, la station GOUR présente sur la composante North un déplacement différent de celui de HAJK, une pente négative synonyme d'un déplacement vers le sud, avec une amplitude totale de 5,5 mm.

La série temporelle de la composante East montre deux phases de déplacement : tout d'abord un déplacement vers l'ouest entre fin mai et fin août 2008 d'environ 3 mm, puis un fort déplacement vers l'est, comparable à celui observé sur HAJK/ELHA, avec une amplitude d'environ 6 mm.

La composante Up de GOUR/ELHA présente un comportement quelque peu différent à celle de HAJK, avec une subsidence de plus faible amplitude (5 mm) et plus courte (entre fin mai et début juillet 2008), un léger uplift très bruyé jusqu'à fin septembre d'amplitude 3 mm, et un uplift de 1 cm sur la toute fin septembre.

4.2.3 Ligne de base HAJK/GOUR

Afin de nous affranchir de la réinstallation de la station de référence ELHA, nous avons également calculé la ligne de base HAJK/GOUR entre les deux stations situées au sein de la plaine du Saïs. Dans ce cas, la station GOUR était alors considérée comme la station de référence et ses coordonnées étaient fixées lors du calcul GAMIT. La série temporelle commence en octobre 2007 et se termine en novembre 2008, date à laquelle la station GOUR a été désinstallée pour retour de prêt. Nous disposons donc d'une année de données sans manque majeur (Figure 93a).

Sur la composante North, on observe un déplacement assez faible vers le sud (environ 2 mm) jusqu'à fin février 2008, puis un déplacement vers le nord en deux phases, d'abord très peu marqué entre fin février et début août 2008 (amplitude de 1 mm), puis plus franc, entre début août et début octobre 2008 (amplitude 4 mm). Ces déplacements sont relativement faibles, inférieurs à la précision de 4-5 mm obtenue avec le traitement GAMIT/GLOBK.

Sur la composante East, on observe un déplacement vers l'ouest d'amplitude 2 mm jusqu'à mi-février 2008, un déplacement vers l'est d'amplitude 6 mm entre fin mars et fin août 2008, puis à nouveau un déplacement vers l'ouest d'amplitude 3 mm entre début septembre et début octobre 2008. On observe également une déformation ponctuelle, entre mi-février et mi-mars 2008, avec un déplacement vers l'est puis vers l'ouest pour une amplitude totale de 2 mm. Encore une fois, les déformations inférieures à la précision atteinte de 4-5 mm sont à interpréter avec prudence.

La composante Up est beaucoup plus bruitée et donc plus difficile à décrire. Si les deux composantes horizontales semblent présenter une périodicité plutôt sub-annuelle, la composante verticale semble montrer une périodicité semi-annuelle : une alternance de

phases de subsidence et d'uplift entre deux hauts mi-décembre 2007 et début juin 2008, et deux bas début mars et mi-septembre 2008. L'amplitude de déformation est comprise entre 6 et 8 mm (Figure 93a).

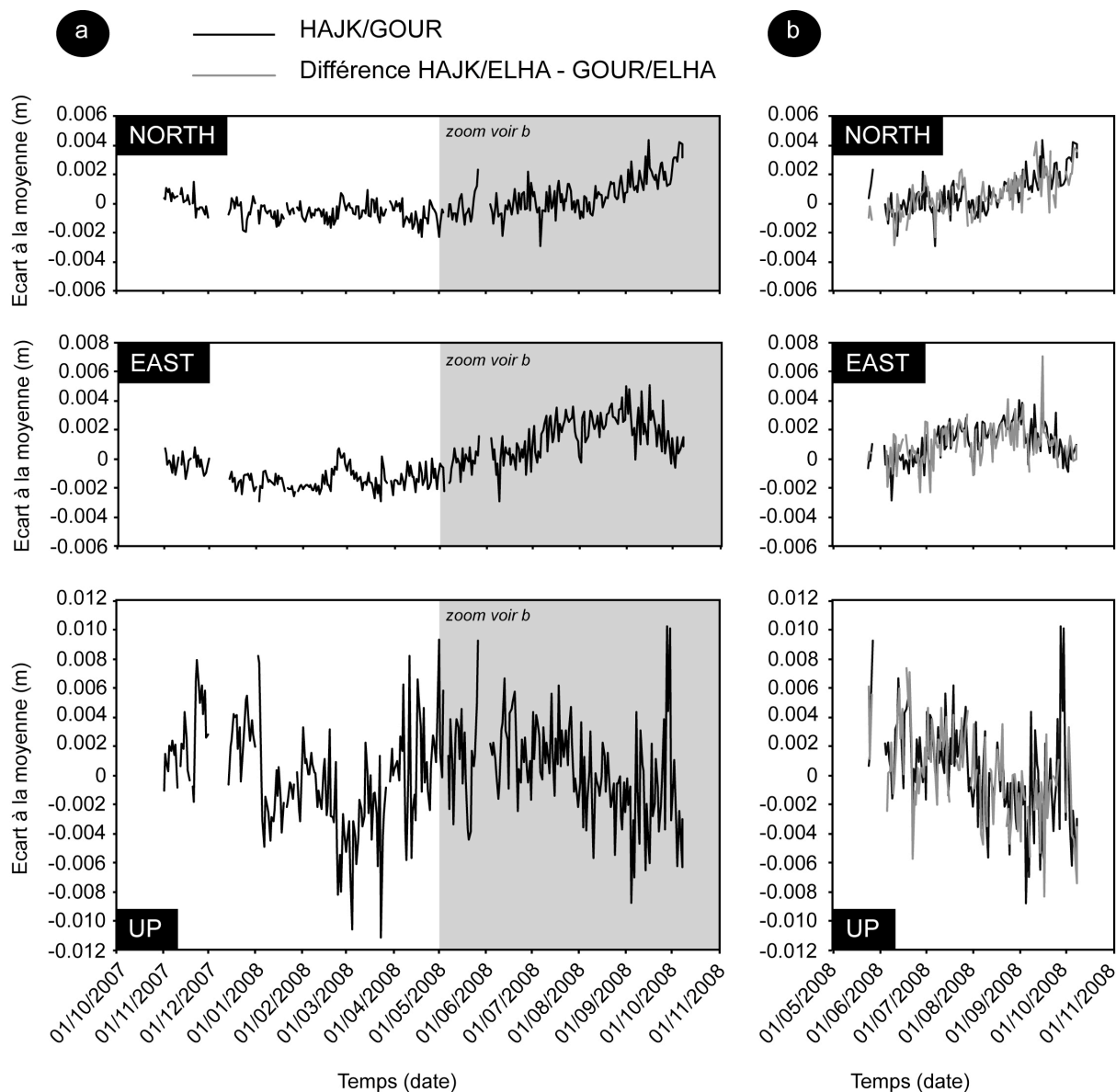


Figure 93 : a) Séries temporelles North, East et Up de la ligne de base HAJK/GOUR avec la station GOUR fixée dans le calcul GAMIT/GLOBK ; b) Comparaison entre le calcul en ligne de base pure HAJK/GOUR (en noir) et la différence entre les calculs en ligne de base pure par rapport à la station de référence (ELHA) HAJK/ELHA – GOUR/ELHA (en bleu).

Les résultats que nous avons obtenus en calculant la ligne de base HAJK/GOUR en fixant la station GOUR sont très cohérents avec ceux obtenus en faisant la différence des séries temporelles HAJK/ELHA – GOUR/ELHA, avec ELHA fixée (Figure 93b). Sur les trois composantes, les séries temporelles montrent un bon accord.

Malgré l'échantillonnage de un point par jour et la courte durée que couvrent les données (environ une année), une analyse spectrale de Fourier a permis de mettre en évidence cette périodicité semi-annuelle sur la composante UP (Figure 94b), qui n'est pas présente sur les composantes horizontales. Les courtes périodes présentent quelques pics significatifs (Figure 94c), d'énergie toutefois largement inférieure à celle des composantes annuelles et semi-annuelles : à 10, 19 et 28 jours sur la composante NORTH, à 10, 21 et 28 jours pour la

composante EAST, et à 16, 19 et 26 jours pour la composante UP. Les pics à 28 jours pourraient représenter une composante de marée lunaire.

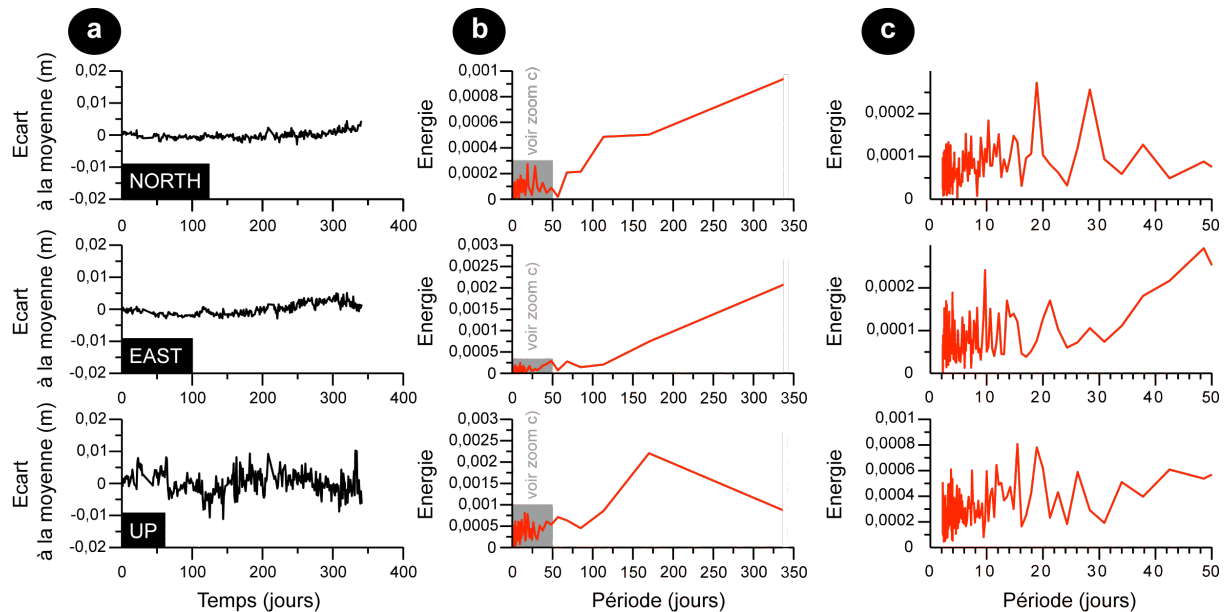


Figure 94 : a) Séries temporelles de la ligne de base HAJK/GOUR ; b) Spectres de Fourier en période des séries temporelles de la ligne de base HAJK/GOUR ; c) Zoom des spectres de Fourier pour les périodes entre 0 et 50 jours.

4.2.4 Conclusions

Nous avons mis en évidence l'existence d'une déformation différentielle entre les stations GPS situées au sein de la plaine du Saïs (HAJK et GOUR) et la station de référence située sur le Causse Moyen Atlasique (ELHA) : quelques millimètres sur les composantes horizontales, avec un comportement singulier entre fin août et mi-octobre 2008 et un déplacement vers l'Est, et environ un centimètre sur la composante verticale, avec deux comportements assez différents entre 2008 et 2009 (seulement observés sur la ligne de base HAJK/ELHA). Nous avons également observé une déformation différentielle entre les deux stations situées dans la plaine du Saïs, HAJK et GOUR, avec l'existence d'une périodicité semi-annuelle sur la composante verticale et une amplitude de déformation comprise entre 6 et 8 mm. Malgré le peu de données, nous allons tenté de faire quelques interprétations préliminaires.

5. Interprétations préliminaires et discussion

Les séries temporelles que nous avons calculé pour l'étude marocaine sont courtes dans le temps : cinq mois et demi pour GOUR/ELHA, presque un an pour la ligne de base HAJK/GOUR, quasiment quatorze mois pour HAJK/ELHA. Ces courtes périodes d'observation et le manque de données piézométriques bien échantillonnées ne nous permettent pas de mener une étude aussi poussée qu'à Ploemeur, surtout en terme de détermination des périodicités des processus de déformation : il est absolument nécessaire d'avoir des séries temporelles beaucoup plus longues (plusieurs années). Nous allons toutefois tenter de proposer quelques interprétations. Nous allons pour cela nous servir des séries de mesure de déformation, à savoir HAJK/ELHA d'une part, pour tenter de voir les relations entre déformation et variations hydrogéologiques, et HAJK/GOUR d'autre part, pour essayer d'étudier le compartimentage du Lias au sein de la plaine du Saïs. Ces premières

interprétations sont avant tout des hypothèses et des perspectives de travail pour le futur de l'étude.

5.1 Relation avec les variations hydrogéologiques ?

Nous disposons de très peu de données piézométriques dans le Bassin du Saïs. Cependant, nous avons eu accès à quelques données numériques des puits IRE n°500/21 et n°290/22, qui sont respectivement les suivis de la nappe phréatique depuis 1984 au sud-ouest et de la nappe profonde depuis 1963 entre Boufekrane et Haj Kaddour (cf. § 2.3). Ces données sont échantillonnées à un point par mois. Nous avons repositionnés ces données en supposant qu'elles avaient été collectées le 15 de chaque mois. Les variations piézométriques de la nappe profonde montraient entre 1998 et 2007 de fortes variations saisonnières annuelles couplées à une décroissance linéaire. Les données GPS de la ligne de base HAJK/ELHA couvrent la période de mai 2008 et juillet 2009 : nous n'avons donc aucune période commune entre les données GPS et les données piézométriques. Pour palier à ce manque de données, nous avons construit un signal piézométrique synthétique à partir du signal piézométrique réel (Figure 95), en faisant l'hypothèse que ce comportement décroissant et saisonnier perdure aujourd'hui encore.

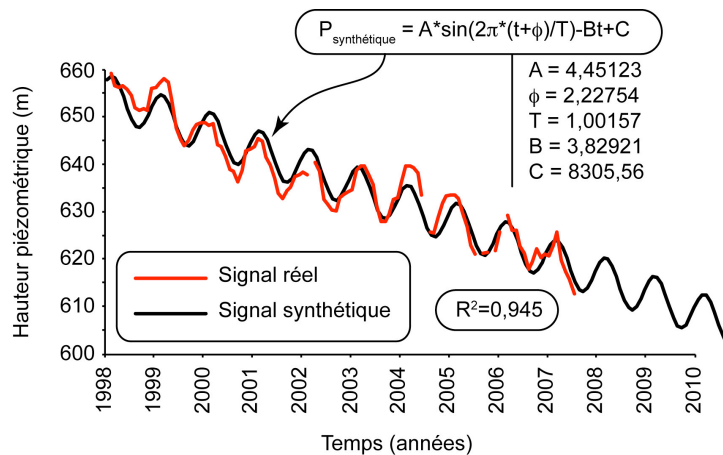


Figure 95 : Suivi piézométrique de la nappe profonde (puits n°290/22, Haj Kaddour) et construction d'un signal synthétique composé de variations saisonnières annuelles (fonction sinus) et d'une décroissance linéaire.

Ce signal synthétique est composé d'une partie sinusoïdale qui représente les variations saisonnières annuelles et une partie linéaire qui représente la chute linéaire du niveau piézométrique :

$$P_{\text{synthétique}} = A * \sin\left(\frac{2\pi}{T}(t + \phi)\right) - Bt + C$$

Nous avons ajusté par moindres carrés les valeurs de A , T , ϕ , B et C afin d'avoir la meilleure corrélation avec le signal piézométrique réel. Notre signal synthétique a des amplitudes de variations saisonnières annuelles d'environ 9 m ($2A$) et un taux de décroissance de 3,8 m/an (B). Les variations saisonnières ont une périodicité d'environ 1 an (T). Nous nous sommes servis de ce signal synthétique sur la période commune avec les données GPS dont nous disposons, c'est-à-dire entre mai 2008 et juillet 2009, et nous l'avons représenté, avec les données GPS de la composante verticale de la ligne de base HAJK/ELHA (Figure 96). Afin de prendre en compte l'inconnue constituée par l'instant de la mesure, nous avons construit deux autres signaux synthétiques à ± 15 jours.

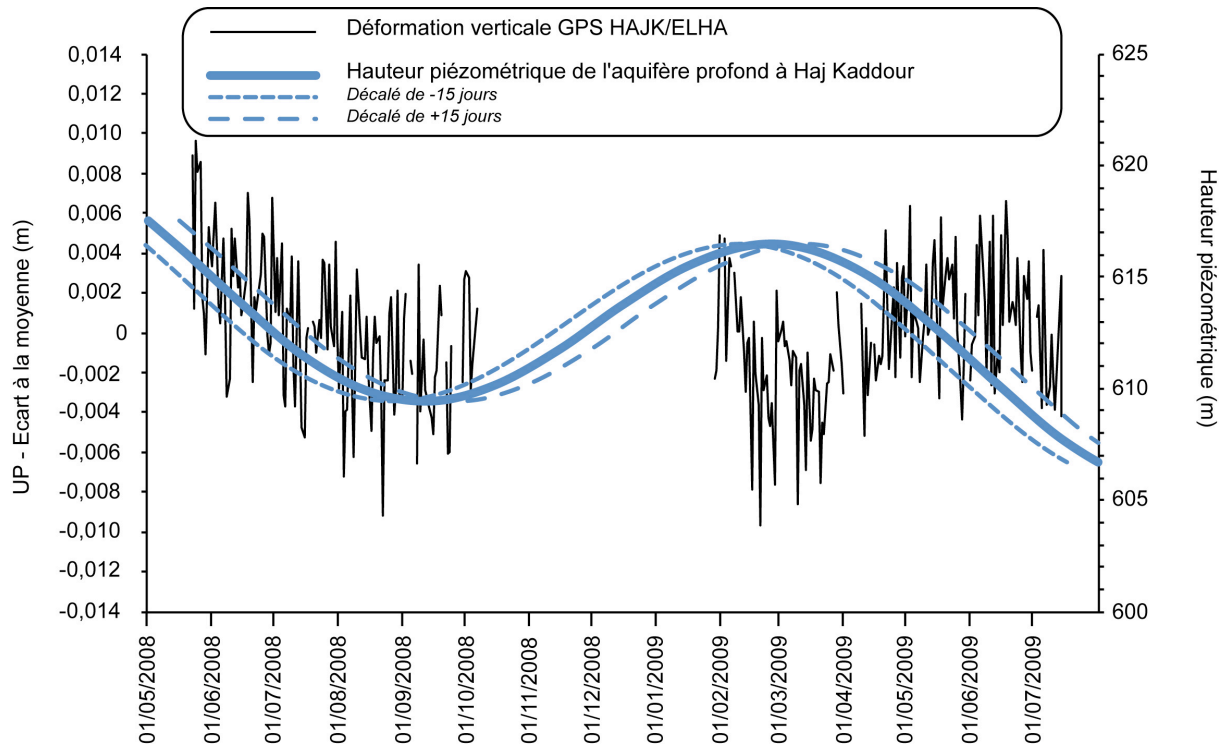


Figure 96 : Variations de l'écart à la moyenne sur la composante verticale Up de la ligne de base HAJK/ELHA et variations piézométriques synthétiques pour la période mai 2008 – juillet 2009.

L'année 2008 présente une corrélation correcte entre le signal GPS vertical et le signal piézométrique, similaire à celle que nous avons observée sur le site de Ploemeur. Jusqu'à mi-septembre 2008, nous observons une subsidence et une chute du niveau piézométrique. A partir de septembre, il semble que nous puissions distinguer le début d'un uplift, en phase avec une remontée du niveau piézométrique de la nappe profonde. Malheureusement, nous avons un important trou de données de mi-octobre 2008 à février 2009 : nous ne pouvons donc pas observer le supposé niveau haut sur les données GPS. Si le comportement du niveau piézométrique reste ainsi avec une décroissance linéaire couplée à des variations saisonnières annuelles, l'année 2009 présente une mauvaise corrélation entre niveau piézométrique et déformation verticale. La déformation verticale observée en 2009 est assez singulière, au moins pour la période entre février et fin mai : nous n'avons pas d'explication sur l'origine de cette subsidence jusqu'à fin mars puis de cet uplift, ces deux phases apparaissant anti-corrélées par rapport au comportement du niveau piézométrique. A partir de juin, nous observons une subsidence que l'on peut relier à la chute du niveau piézométrique.

Pour améliorer l'étude de la déformation verticale en relation avec les variations piézométriques, il est absolument nécessaire d'avoir 1) des données GPS sur une série temporelle plus longue (plusieurs années) et la plus continue possible, et 2) des données piézométriques bien échantillonnées, au moins sur les deux sites de mesures GPS.

5.2 Compartimentage du Lias au sein de la plaine du Saïs ?

Nous avons vu que les deux stations HAJK et GOUR ont, sur la deuxième moitié de l'année 2008, des comportements un peu différents par rapport à la station de référence ELHA (Figure 97):

- sur la composante North : on observe peu de déformation pour HAJK/ELHA, alors que GOUR/ELHA montre un déplacement vers le sud,

- sur la composante East : sur la période septembre-octobre 2008, les deux stations montrent le même fort déplacement vers l'est, mais avant cela, on observe un très faible déplacement vers l'est pour HAJK/ELHA et un faible déplacement vers l'ouest pour GOUR/ELHA.
- sur la composante Up : on observe une subsidence moins importante et plus courte dans le temps sur GOUR/ELHA (jusqu'à fin juillet 2008), alors que HAJK/ELHA présente une forte subsidence de mai à fin septembre 2008.

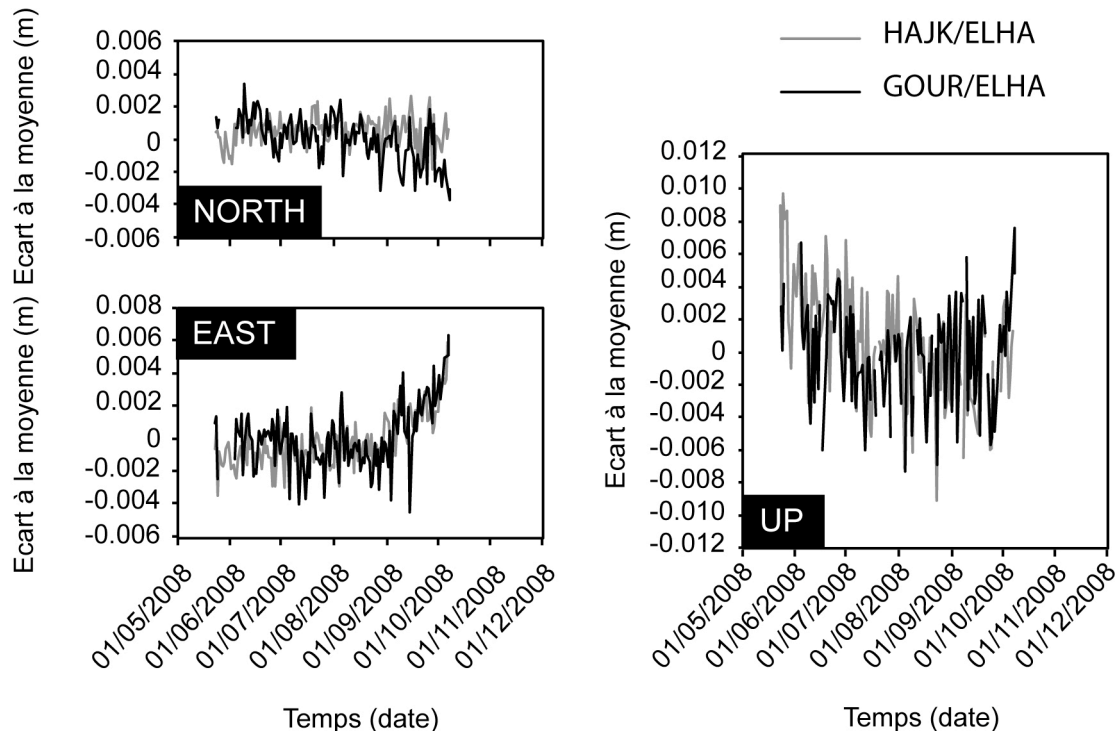


Figure 97 : Comportements comparés sur les lignes de bases HAJK/ELHA et GOUR/ELHA.

Les stations HAJK et GOUR présentent donc des comportements par rapport à la station ELHA avec des similarités et des différences. La ligne de base HAJK/GOUR nous a permis de quantifier la déformation différentielle entre ces deux stations. Nous avons observé des déplacements de l'ordre de 5 à 6 mm sur les composantes horizontales (Figure 93), avec une périodicité apparemment annuelle, la durée de la série temporelle (environ 1 an) ne nous permettant pas d'observer correctement cette périodicité (Figure 94). La composante verticale semble montrer une périodicité semi-annuelle avec une amplitude de déplacement comprise entre 6 et 8 mm (Figure 93 et Figure 94). Nous avons tenté de formuler quelques hypothèses sur la différence de déformation au sein du Bassin du Saïs.

Cette déformation différentielle peut être due au fait que les deux stations (HAJK et GOUR) se trouvent sur des lithologies différentes qui répondent différemment à la sollicitation hydrogéologique. En effet, la station HAJK se trouve sur des terrains quaternaires constitués de calcaires lacustres, de limons et de sables, alors que la station GOUR se trouve sur une coulée basaltique provenant de Jbel Outigui (volcan situé sur le Causse moyen Atlasique) et pénétrant vers le nord sur le Bassin du Saïs.

De plus, les deux stations peuvent se trouver sur des blocs différents. En effet, la Bassin du Saïs est compartimenté en différents blocs, mis en évidence par des sondages électriques (Essahlaoui et al. 2001). Cette reconnaissance, couvrant une zone autour de Boufekrane jusqu'à Haj Kaddour à l'est, a permis de déterminer la structure du toit des formations carbonatées liasiques et de préciser la nature des contacts éventuels. Ces coupes (Figure 98a) montrent que les formations aquifères superficielles s'amincissent de l'Est vers l'Ouest. On observe également une structuration en horsts et grabens qui affectent le substratum du

bassin et un amincissement par endroits des formations liasiques. A partir de ces coupes, une carte des discontinuités électriques (DE de 1 à 9) et des compartiments (de I à IV) a pu être dressée (Figure 98b). Il est probable que ces discontinuités électriques correspondent aux accidents tectoniques (Figure 84) qui affectent le plateau de Meknès, surtout pour les discontinuités DE1 à DE6. Certaines délimitent des zones à effondrement important, d'autres des zones où le substratum résistant est probablement dépourvu de Lias. Les rejets sont variables, de quelques dizaines de mètres pour DE2 et DE3 à quelques centaines de mètres pour DE1 et DE7 (Essahlaoui et al. 2001).

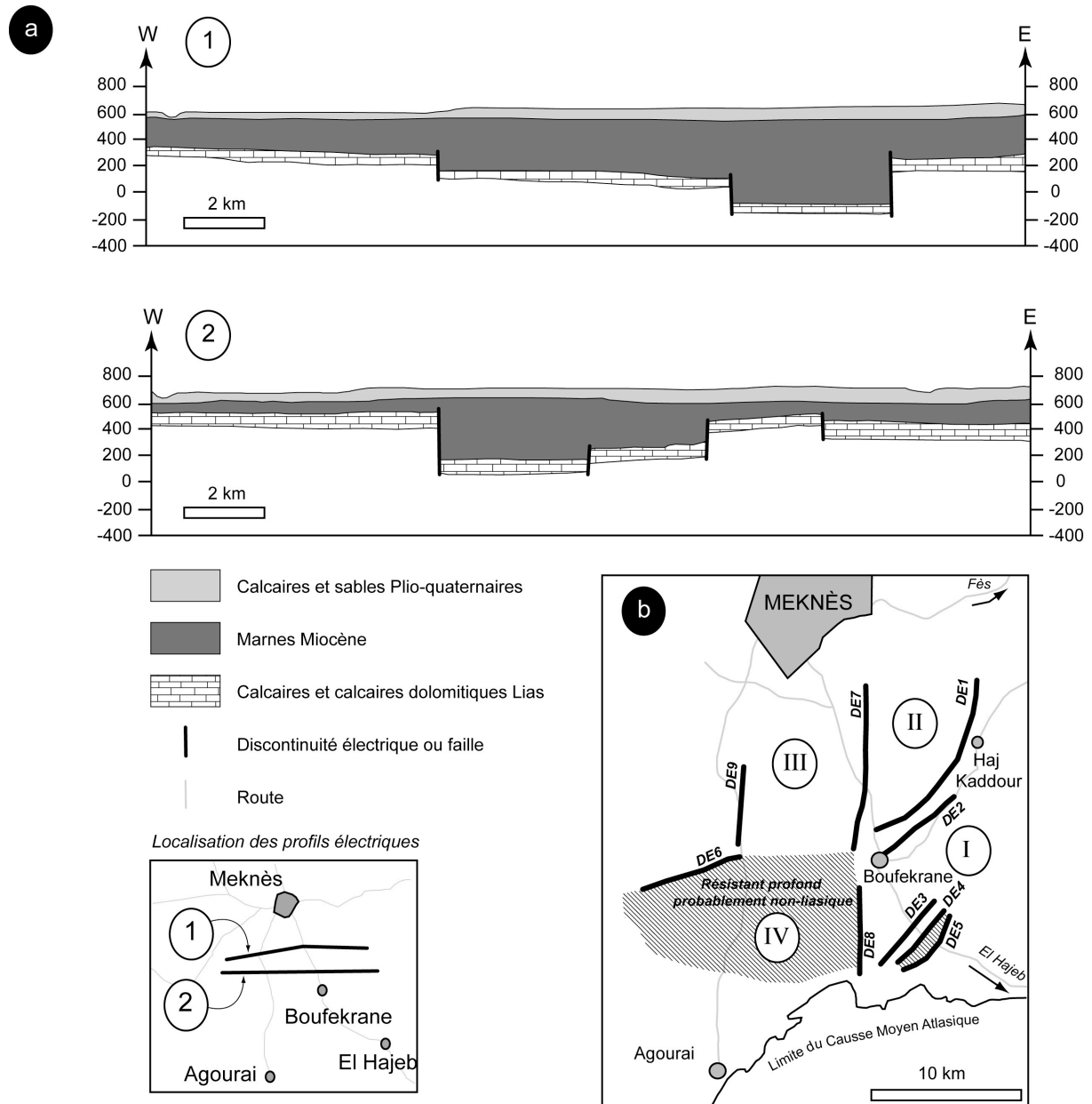


Figure 98 : a) Coupes géoélectriques transversales à travers le Bassin du Saïa; b) Carte des discontinuités électriques et des compartiments (d'après Essahlaoui et al. 2001, modifié) .

Même si cette étude ne va pas jusqu'à Souk El Gour (lieu de notre deuxième station GPS dans le Bassin du Saïa), nous pouvons donc envisager un compartimentage entre les stations HAJK et GOUR, avec des épaisseurs différentes des formations aquifères superficielles et profondes. D'éventuelles variations dans l'épaisseur du Lias au sein duquel se trouve l'aquifère profond peuvent être à l'origine de variations de conditions

hydrogéologiques entre les deux stations de la plaine, et donc à des déformations différentes observées en GPS.

Conclusions

Dans ce chapitre, nous avons mis en évidence l'existence d'une déformation différentielle entre les stations GPS situées au sein même de la plaine du Saïs et la station de référence située sur le Causse Moyen Atlasique, qui peut atteindre 1 cm d'amplitude. La période couverte sur l'année 2008 montre un comportement en terme de déformation verticale similaire à celui que nous avons pu observer sur le site de Ploemeur avec une subsidence de mai à septembre puis un uplift. Malheureusement, nous manquons de données sur les périodes automnales et hivernales, d'octobre à janvier. Les deux stations de la plaine montrent des similarités mais aussi des différences en terme de déformation par rapport à la station de référence. Nous avons donc calculé une ligne de base entre ces deux stations et nous avons mis en évidence l'existence d'une déformation différentielle, qui semble être annuelle et d'amplitude 5 à 6 mm sur les composantes horizontales et semi-annuelle et d'amplitude 6 à 8 mm sur la composante verticale.

Cette étude de la déformation au sein de la plaine du Saïs au Maroc est préliminaire du fait du manque de données GPS (trop courte période d'acquisition à ce jour) et piézométriques. Nous avons essayé de comprendre l'origine de ces déformations observées. Sous réserve de données GPS et piézométriques plus abondantes et bien échantillonnées, les lignes de base par rapport à ELHA et la ligne de base à travers la plaine du Saïs pourraient permettre 1) de relier les déplacements verticaux aux variations hydrogéologiques saisonnières, et 2) d'expliquer la différence de déformation entre HAJK et GOUR par un compartimentage du Bassin du Saïs. Ce dernier est à l'origine de variations d'épaisseurs de couverture sédimentaire et du Lias, encaissant de l'aquifère profond, qui pourraient engendrer des variations de conditions hydrogéologiques.

Pour mener cette étude à bien et aller plus loin dans les interprétations, il est absolument nécessaire d'avoir des données GPS sur une période plus longue, de plusieurs années, comme c'est le cas à Ploemeur. Des séries temporelles plus longues pourraient permettre de mieux identifier les périodicités des processus de déformation et de faire des analyses fréquentielles plus précises. Il est également nécessaire d'avoir des données piézométriques bien échantillonnées et aux endroits où nous disposons de données GPS pour étudier plus sérieusement l'éventuelle corrélation entre les variations piézométriques et la déformation verticale. Enfin, on pourrait envisager de mener une étude de déformation GPS absolue en intégrant les stations GPS HAJK, GOUR et ELHA dans un réseau marocain plus régional, afin de quantifier l'effet de surcharge océanique à travers le Maroc. Cet effet de surcharge sera calculé d'après le modèle FES2004 sur le Maroc afin d'avoir une idée des amplitudes de déformations sur la côte et au niveau de notre zone d'étude (cf. chapitre 6).

CHAPITRE 6

PRISE EN COMPTE DE LA SURCHARGE OCEANIQUE DANS LES TRAITEMENTS GPS

CHAPITRE 6 : PRISE EN COMPTE DE LA SURCHARGE OCEANIQUE DANS LES TRAITEMENTS GPS

Introduction

Dans ce chapitre, nous souhaitons étudier la prise en compte de la surcharge océanique dans notre signal GPS en fonction des différentes stratégies mises en place. Les principaux objectifs de ce chapitre sont : (1) le calcul de la surcharge océanique grâce au modèle FES2004 (en Bretagne et au Maroc) et grâce au GPS (en Bretagne) et (2) la prise en compte de cet effet dans les calculs en réseau et en ligne de base. L'objectif n'est pas de valider le modèle FES2004 ou le traitement GPS, la surcharge océanique ayant déjà fait l'objet de nombreuses études à ce sujet, mais plutôt de préciser dans quel cadre ces effets de surcharge peuvent être observés dans les données GPS.

Dans un premier temps, nous devons quantifier la surcharge dans le Grand Ouest de la France, où cet effet est bien connu, et au Maroc pour lequel il n'existe encore aucune étude publiée sur la déformation engendrée par la surcharge océanique. Nous présentons deux cartes de surcharge prédites par le modèle FES2004. De nombreuses études ont été menées en Bretagne pour caractériser la surcharge océanique et pour valider les différents modèles de surcharge, grâce à l'utilisation des techniques gravimétriques et GPS (Llubes et al. 2001 ; Vey et al. 2002 ; Melachroinos et al. 2007 ; Vergnolle et al. 2008). Ces études sont très souvent régionales, avec des calculs sur des stations couvrant la totalité de la Bretagne, incluant également des stations IGS européennes. De plus, les modèles de surcharge comme le modèle FES2004 ont des mailles de quelques dizaines de kilomètres. Lors d'études très locales telles que celle que nous avons effectué à Ploemeur, les stations peuvent être très proches, les distances entre elles pouvant être inférieures à la maille des modèles de surcharge (la ligne de base à Ploemeur est longue de 4,5 km). Dans un second temps, nous allons donc étudier l'influence et la prise en compte de l'effet local de la surcharge dans notre stratégie de calcul en ligne de base. Pour tenter de répondre à ces deux objectifs, trois expériences ont été menées :

1. une expérience sur un réseau régional au niveau de la Bretagne, inclus dans un réseau de stations IGS européennes, avec et sans modèle de surcharge océanique (FES2004), avec des sessions de 3 heures sans recouvrement (8 points par jours), afin de déterminer la déformation engendrée par la surcharge océanique, de visualiser l'efficacité du modèle de surcharge et de quantifier l'effet de surcharge sur notre station bi-fréquence PLOE de Ploemeur ;
2. une expérience différentielle en ligne de base pure et courte (4,5 km) entre deux stations mono-fréquence de Ploemeur (MF1M et EPUR), avec et sans le modèle de surcharge océanique FES2004, sur une période de 90 jours, avec des sessions de 3 heures sans recouvrement (8 points par jour), afin de déterminer l'efficacité du traitement en ligne de base pure dans le filtrage de cet effet et l'intérêt du modèle de surcharge lorsqu'on fait un calcul différentiel ;
3. une dernière expérience différentielle entre les deux stations bi-fréquence PLOE et GROI sur 35 jours a été effectuée pour comparer les résultats obtenus avec différentes stratégies (réseau et ligne de base).

1. Rappels sur le modèle FES2004 et calcul en Bretagne et au Maroc

Dans ce paragraphe, nous présentons rapidement le modèle de surcharge océanique FES2004, ainsi que la méthode pour passer du modèle au calcul de la déformation (rappels du chapitre 1, § 4.3 et 4.4), le phénomène de surcharge océanique étant présenté en détail dans le chapitre 1 (§ 4.1 et 4.2). Nous présentons également les premiers calculs de

surcharge océanique que nous avons effectué pour nos deux zones d'étude, la Bretagne et le Maroc au sens large, afin de donner des ordres de grandeurs des déformations que l'on peut attendre dans ces deux zones, et de visualiser la variabilité spatiale du phénomène.

1.1 Le modèle de surcharge océanique FES2004

Durant les années 1990, un grand nombre de modèles de marées (cf. chapitre 1) ont été développés avec comme but premier de fournir des corrections de marées précises pour les applications satellitaires (altimétriques, GPS, etc). Durant cette période, le groupe de recherche mené par C. Le Provost a produit des atlas de marées à partir de solutions en éléments finis (FES), parmi lesquels se trouve la dernière version, FES2004. Le modèle hydrodynamique de surcharge FES a évolué progressivement depuis 1994 : FES94.1 (Le Provost et al. 1994), FES99 (Lefèvre et al. 2002) et enfin FES2004 (Lyard et al. 2006). Les grilles se sont resserrées (de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ à $0,125^\circ \times 0,125^\circ$) et des données marégraphiques et altimétrique (TOPEX/POSEIDON) ont été intégrées.

Les modèles comme FES2004 fournissent des grilles de marée océanique couvrant la totalité de la surface océanique, avec en chaque point de cette grille une valeur d'amplitude et de phase de chaque composante de la marée. On peut alors théoriquement calculer les déplacements engendrés par cet effet de surcharge océanique, en faisant la convolution entre la grille de marée océanique et une fonction de Green spécifique (Farell, 1972 ; Pagiatakis, 1990) :

$$L(\phi, \lambda) = \iint_{ocean} G(\alpha) h(\phi', \lambda') \sin(\phi') d\phi' d\lambda'$$

avec L l'effet de surcharge océanique (dynamique ou gravifique, selon la fonction de Green choisie), G la fonction de Green correspondante, (ϕ, λ) la position géographique du point d'observation (co-latitude et longitude), (ϕ', λ') la position du point de charge où l'on observe une hauteur d'eau h . La fonction de Green varie si l'on veut calculer l'effet dynamique (déplacement vertical ou horizontal) ou gravifique :

- pour le déplacement vertical : $u(\alpha) = \frac{R_T}{M_T} \sum_{n=0}^{\infty} h'_n P_n(\cos(\alpha))$
- pour la déplacement horizontal : $v(\alpha) = \frac{R_T}{M_T} \sum_{n=1}^{\infty} l'_n \frac{\partial P_n(\cos(\alpha))}{\partial \alpha}$
- pour l'effet gravifique : $\gamma(\alpha) = \frac{R_T}{M_T} \sum_{n=0}^{\infty} (n + 2h'_n - (n+1)k'_n) P_n(\cos(\alpha))$

avec P_n le polynôme de Legendre de degré n , α la distance angulaire entre la charge et le point d'observation, et h'_n , l'_n et k'_n les nombres de Love de charge. Grâce à ce type de méthode, il est alors possible de calculer des cartes de surcharge océanique pour visualiser l'amplitude et la variation spatiale des déplacements engendrés par le phénomène.

1.3 Ce que prédit le modèle pour les zones d'études

Pour chacune de nos zones d'étude, nous avons calculé les variations de hauteur et les déplacements verticaux dus à la surcharge océanique calculée par FES2004 (Lyard et al. 2006). Chacune de ces cartes a été calculée pour un instant donné correspondant à un maximum de déplacement vertical observé à Guipavas pour la Bretagne et à Rabat pour le Maroc. Ces cartes ne donnent pas de renseignements sur la dynamique du phénomène de surcharge au sein de ces deux zones, mais illustrent à un instant précis l'amplitude et la

CHAPITRE 6 : PRISE EN COMPTE DE LA SURCHARGE OCEANIQUE DANS LES TRAITEMENTS GPS

variation spatiale de cette déformation. Le modèle prend en compte quatre ondes de marées semi-diurnes (M1, S2, K2, N2, 2N2), quatre ondes de marées diurnes (O1, P1, K1, Q1), quatre ondes de marées longues périodes, ainsi que l'onde quart-diurne M4.

1.3.1 Dans le Grand Ouest de la France

Autour du Grand Ouest de la France, les variations de hauteur d'eau sont contrôlées par la bathymétrie, au moins sur la façade atlantique (Figure 99a). A cet instant de temps choisi, on note l'importance des variations de hauteurs d'eau (entre 2 et 3 m) et la présence d'effets locaux (environ 1 m) sur la façade atlantique et notamment autour de la pointe bretonne. Les variations de hauteur d'eau diminuent au fur et à mesure que l'on pénètre dans le chenal de la Manche. En terme de surcharge océanique sur le continent, on retrouve la zonation typique des déplacements verticaux (Llubes et al. 2001 ; Vey et al. 2002 ; Melachroinos et al. 2007 ; Vergnolle et al. 2008) (Figure 99b), ces études ne représentant la plupart du temps que l'influence de l'onde M2. La surcharge est forte au niveau de la pointe bretonne, avec des amplitudes de mouvements verticaux pouvant atteindre 5 à 6 cm et diminue d'ouest en est. Les stations MANS et RENN, bien que situées à l'intérieur des terres, sont susceptibles de subir des déplacements d'environ 0,7 cm à 2 cm (Figure 99b).

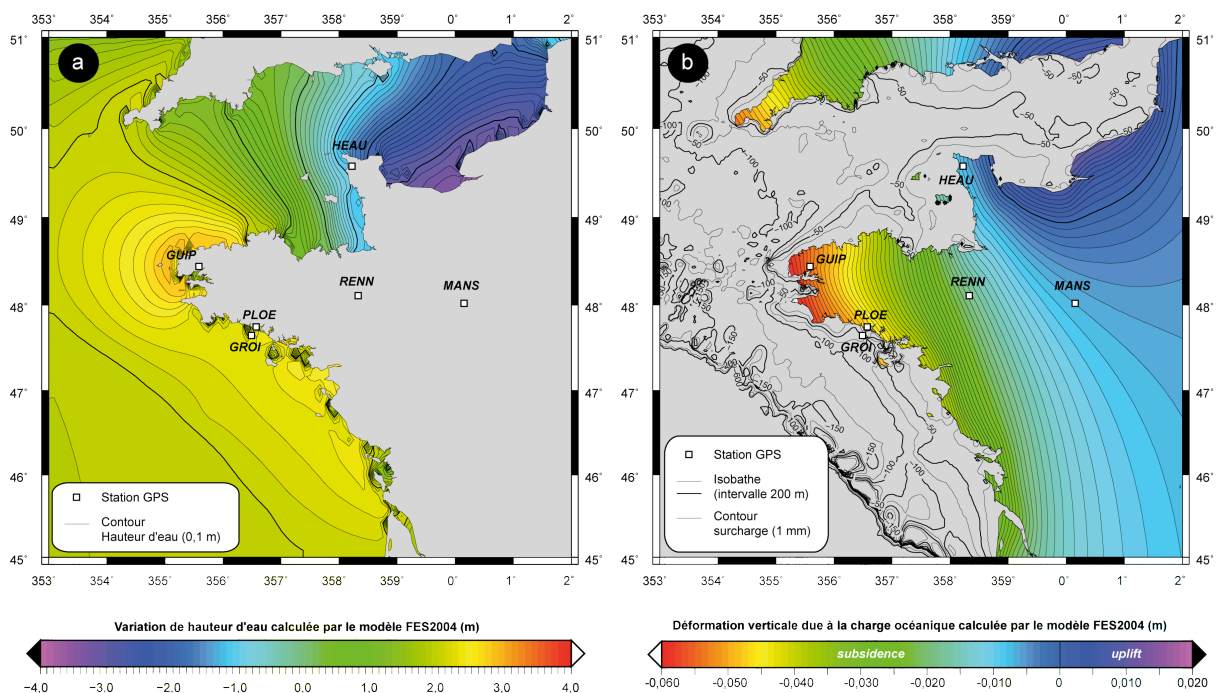


Figure 99 : a) Variations de hauteur d'eau autour des côtes du Grand Ouest de la France ; b) Variation spatiale des amplitudes des déplacements verticaux dus à la surcharge océanique pour le Grand Ouest de la France. Les stations utilisées dans l'étude de la surcharge avec le GPS (§ 2) sont représentées. Les deux cartes ont été calculées à un instant correspondant à un maximum de mouvement vertical dû à la surcharge à Guipavas (GUIP).

1.3.2 Au Maroc

Aucune étude n'a été publiée à ce jour pour quantifier l'effet de la surcharge océanique sur le territoire marocain, que ce soit en terme de modélisation grâce à FES2004 ou en terme de mesure par GPS de cette déformation. Si les tests que nous présentons par la suite ne concernent que la zone d'étude en Bretagne, nous avons tout de même calculé une carte des déplacements engendrés par la surcharge océanique, à un maximum de marée observé à Rabat (Figure 100a). On observe une décroissance de la surcharge d'ouest en est, avec une zonation de la déformation orientée NNE-SSW près des côtes atlantiques et quasiment

CHAPITRE 6 : PRISE EN COMPTE DE LA SURCHARGE OcéANIQUE DANS LES TRAITEMENTS GPS

N-S à l'intérieur du pays (Figure 100b). Cette zonation peut s'expliquer par le fait que les variations de hauteur d'eau sont principalement localisées en Atlantique et orientées NNE-SSW (il y a très peu de variations de hauteur d'eau en Méditerranée), par la présence du plateau continental et par la forme de la côte atlantique du Maroc, linéaire et assez peu découpée. Les déplacements verticaux peuvent atteindre environ 4,5 cm le long de la côte entre Casablanca et Agadir, le littoral entre Rabat et Tanger étant soumis à des déplacements un peu plus faibles, entre 3 et 3,5 cm. Au fur et à mesure que l'on va vers l'est, l'amplitude de la déformation verticale diminue avec une zonation NNE-SSW à N-S. Notre zone d'étude, située au sud-est de Meknès, se trouve dans une région intermédiaire, où la déformation due à la surcharge océanique peut atteindre environ 2 cm sur la composante verticale. Au niveau d'Oujda, à l'extrême est du Maroc, les déplacements verticaux sont inférieurs à 1,5 cm.

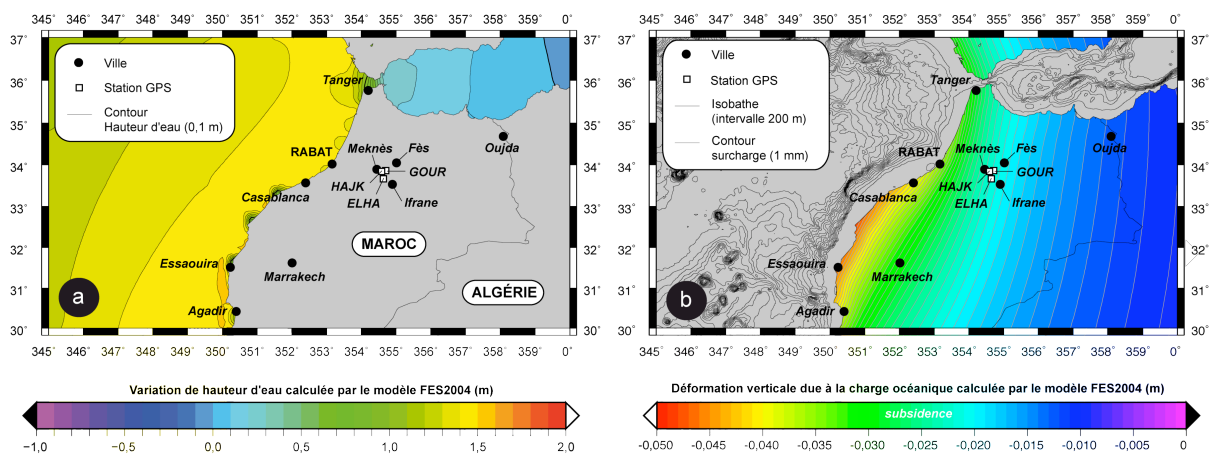


Figure 100 : a) Variations de hauteur d'eau autour des côtes du Maroc ; b) Variation spatiale des amplitudes des déplacements verticaux dus à la surcharge océanique sur le territoire marocain. Les principales villes ainsi que les trois stations de la zone d'étude (chapitre 5) sont représentées. Les deux cartes ont été calculées à un instant correspondant à un maximum de mouvement vertical dû à la surcharge à Rabat.

Il serait donc possible, grâce à un calcul GPS en réseau composé de stations réparties sur le territoire marocain, d'observer des composantes de surcharge dans le signal de déformation. Par ailleurs, lors de notre étude de la déformation au sein de la plaine du Saïs (cf. chapitre 5), nous avons réalisé, pour les traitements GAMIT, des lignes de bases relativement courtes, de l'ordre de 20 à 25 km, orientées soit N-S (HAJK/ELHA et GOUR/ELHA) soit E-W (HAJK/GOUR). A cause de leur courte longueur et de la zonation NNE-SSW à N-S de l'effet de surcharge océanique, on peut raisonnablement supposer que la déformation due à la surcharge océanique sera très semblable aux stations HAJK, GOUR et ELHA. La configuration en ligne de base entre ces stations doit donc filtrer l'effet de surcharge océanique.

2. Effet de la surcharge océanique dans le Grand Ouest de la France

2.1 Principe et objectifs de l'expérience

Cette expérience est un calcul réseau à l'échelle de la Bretagne, incluant :

- la station bi-fréquence PLOE à Ploemeur,
- les stations RGP dans le Grand Ouest de la France : GUIP (Guipavas), GROI (Île de Groix), HEAU (Héauville), RENN (Rennes) et MANS (Le Mans),

CHAPITRE 6 : PRISE EN COMPTE DE LA SURCHARGE OCEANIQUE DANS LES TRAITEMENTS GPS

- et les stations IGS en Europe : BRUS (Bruxelles, Belgique), GLSV (Kiev, Ukraine), GRAS (Caussols, France), KIRU (Kiruna, Suède), MAS1 (Maspalomas, Canaries, Espagne), MATE (Matera, Espagne), NICO (Nicosie, Chypre), VILL (Villafranca, Espagne), WTZR (Koetzting, Allemagne) et ZIMM (Zimmerwald, Suisse) (Figure 101).

Ce type de réseau est similaire à ceux utilisés dans les études de surcharge océanique menées en Bretagne (Melachroinos et al. 2007 ; Vergnolle et al. 2008). L'expérience couvre la période du 11 mai au 14 juin 2007 (131 à 165 en jours juliens de l'année). Elle a été réalisée avec des sessions de 3 heures sans recouvrement (soit 8 points par jour) et deux fois, avec et sans le modèle de surcharge océanique FES2004. L'objectif de cette expérience est 1) de quantifier l'effet du phénomène de surcharge océanique, en essayant de retrouver certains résultats obtenus en Bretagne (Melachroinos et al. 2007 ; Vergnolle et al. 2008) et en nous focalisant un peu plus sur notre station PLOE, et 2) de visualiser l'influence du modèle de surcharge océanique FES2004 sur le traitement GPS, en effectuant deux calculs, avec et sans le modèle.

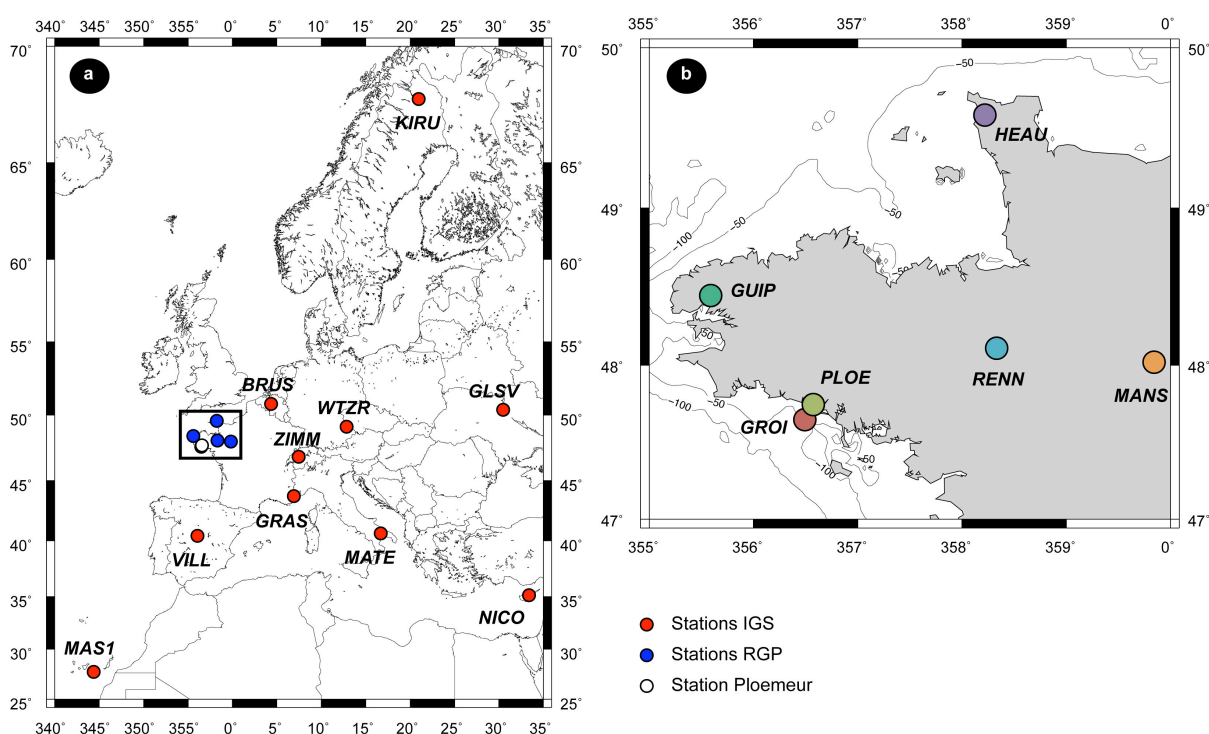


Figure 101 : a) Carte des stations GPS (Ploemeur, RGP et IGS) ; b) Carte des stations dans le Grand Ouest de la France utilisées dans l'expérience de calcul de la surcharge océanique en Bretagne. Les isobathes sont représentées avec un intervalle de 50 m. Les couleurs des stations GPS correspondent aux couleurs de leurs séries temporelles en Figure 102.

2.2 Rappel des réglages GAMIT/GLOBK

Les réglages de ce calcul réseau GAMIT pour cette expérience sont présentés dans le Tableau 14. Nous utilisons ici uniquement des stations bi-fréquence. Nous avons donc réglé le choix de l'observable sur LC_AUTCLN. Deux calculs ont été lancés, avec et sans le modèle de surcharge océanique (respectivement réglage 31 avec utilisation d'une grille FES2004 et réglage 23). Dans le calcul GLOBK, la solution lâche à ambiguïtés fixées (fichiers GLX) est rattaché à l'ITRF2005 par la stabilisation de notre réseau en utilisant 6 stations européennes (BRUS, GLSV, KIRU, MATE, WTZR, ZIMM).

	Avec le modèle FES2004			Sans le modèle FES2004		
Choix de l'expérience	BASELINE			BASELINE		
Type d'analyse	1-ITER			1-ITER		
Choix de l'observable	LC_AUTCLN			LC_AUTCLN		
TROPOSPHERE						
<i>Dmap (composante sèche)</i>	GMF			GMF		
<i>Wmap (composante humide)</i>	GMF			GMF		
MARÉES APPLIQUÉES	31 = <i>Earth</i> (1) + <i>Frequency-dependant</i> (2) + <i>Pole</i> (4) + <i>Ocean</i> (8) + <i>Remove mean for pole tide</i> (16)			23 = <i>Earth</i> (1) + <i>Frequency-dependant</i> (2) + <i>Pole</i> (4) + <i>Remove mean for pole tide</i> (16)		
Use OTL.grid	Yes → FES2004			No		
CONTRAINTES A PRIORI	N	E	U	N	E	U
<i>PLOE</i>	1 m	1 m	2 m	1 m	1 m	2 m
<i>Stations RGP</i>	1 cm	1 cm	2 cm	1 cm	1 cm	2 cm
<i>Stations IGS</i>	1 mm	1 mm	2 mm	1 mm	1 mm	2 mm
Durée de la session	3 heures sans recouvrement			3 heures sans recouvrement		

Tableau 14 : Réglages des paramètres des traitements GAMIT pour le calcul de la déformation de surcharge océanique.

2.3 Résultats et interprétations

2.3.1 Variation spatiale de l'effet de surcharge océanique

Pour chacune des stations du Grand Ouest de la France (notre station PLOE et les stations du RGP GUIP, GROI, HEAU, RENN et MANS), nous montrons les résultats pour le calcul réseau avec (en noir) et sans (en couleur) le modèle de surcharge océanique FES2004, ainsi que les contenus fréquentiels de ces deux séries temporelles, en nous concentrant sur les composantes de courtes périodes, inférieures à 1,5 jour, puisque les principales composantes de la déformation due à la surcharge océanique sont tiers-diurnes, semi-diurnes et diurnes (Figure 102).

Les séries temporelles obtenues dans le calcul sans le modèle de surcharge présentent pour GUIP, GROI et PLOE des variations typiques observées dans des études précédentes (en particulier Melachroinos et al. 2007), avec des variations journalières et une enveloppe moyen-terme (Figure 102a). Les amplitudes maximales de déformation verticale atteignent, pic à pic, 10-11 cm pour GUIP, 8-9 cm pour GROI et 7-8 cm pour PLOE. L'enveloppe moyen-terme est beaucoup moins visible pour HEAU, où l'on observe une amplitude de déplacement vertical comprise entre 4 et 7 cm, et quasi inexistante pour RENN et MANS, où l'on observe une amplitude inférieure à 6 cm. En effet, ces deux dernières stations sont soit situées plus à l'intérieur de la Manche (HEAU) soit dans les terres (RENN et MANS).

Les contenus fréquentiels des séries temporelles obtenues par le calcul sans le modèle de surcharge FES2004 nous renseignent encore un peu plus sur les périodes caractéristiques de cette déformation verticale (Figure 102b). On observe très bien deux jeux de périodes : un semi-diurne et un diurne. Les composantes diurnes ont une énergie moins importante que les composantes semi-diurnes. De plus, on observe une décroissance de l'amplitude du jeu de périodes semi-diurnes au fur et à mesure que l'on va vers l'est, de GUIP à MANS. Détaillons cela en pointant les amplitudes de la composante semi-diurne maximale et de la composante diurne maximale et en les représentant dans l'espace.

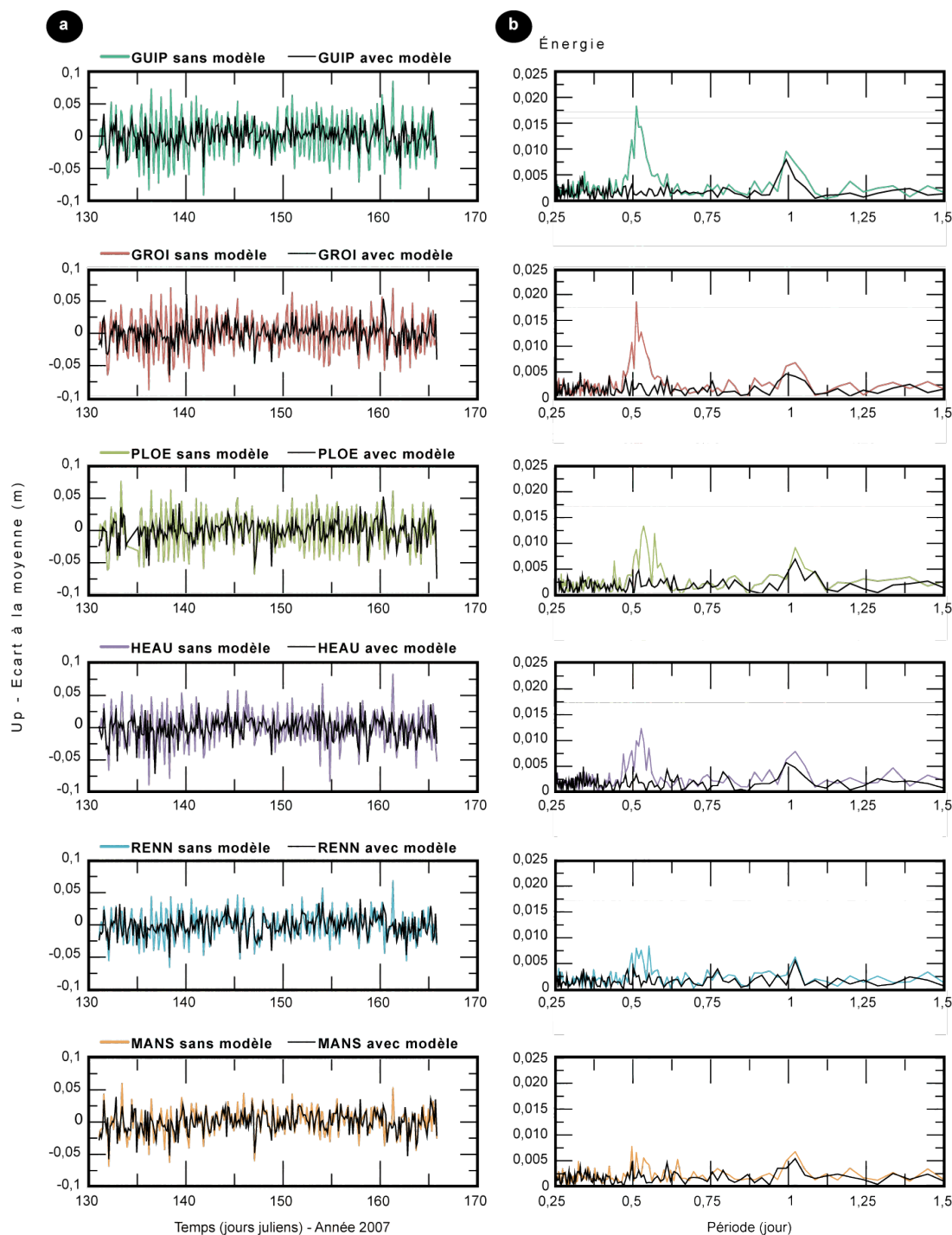


Figure 102 : a) Séries temporelles de la composante verticale des stations situées dans le Grand Ouest de la France, avec (noir) et sans (couleur) le modèle de surcharge océanique FES2004 ; b) Contenus fréquentiels de ces séries temporelles pour les périodes entre 0,25 et 1,5 jour.

Trois groupes de stations peuvent être distingués du point de vue des maxima des composantes semi-diurnes (Figure 103, Tableau 15) : GUIP et GROI ont des énergies maximales similaires (respectivement 0,018303 et 0,018542), les énergies de PLOE (avec un signal plus visible) et de HEAU sont inférieures respectivement de 28% (0,013354) et 32% (0,012355) par rapport à GROI, et enfin RENN et MANS ont quant à elles perdu 55% (0,008410) et 58 % (0,007770). Pour cette composante semi-diurne, on observe une décroissance de son énergie d'ouest en est, depuis la pointe bretonne jusqu'à l'intérieur des terres. De plus, à des longitudes comparables et un éloignement des côtes atlantiques plus

CHAPITRE 6 : PRISE EN COMPTE DE LA SURCHARGE OCEANIQUE DANS LES TRAITEMENTS GPS

important, la station HEAU montre une énergie semi-diurne plus importante (0,012355) par rapport aux stations RENN (0,008410) et MANS (0,007770), ceci étant dû au fait que la station HEAU se trouve en bordure des côtes de la Manche et que les effets de surcharge y doivent être certes inférieurs à ceux des côtes atlantiques mais supérieurs à ceux enregistrés dans les terres.

Les énergies des composantes diurnes suivent globalement la même tendance à la décroissance, avec une nuance cependant (Figure 103, Tableau 15). Les stations GUIP et PLOE présentent les plus fortes énergies (0,00955 et 0,00919 respectivement). Viennent ensuite la station HEAU (0,00791) et un groupe de trois stations, avec GROI (0,00680), MANS (0,00677) et RENN (0,00628). La station GROI, bien que située sur le littoral atlantique au même titre que GUIP et PLOE, présente une énergie plus faible, peut être dû à un effet local du fait que GROI soit située sur une île.

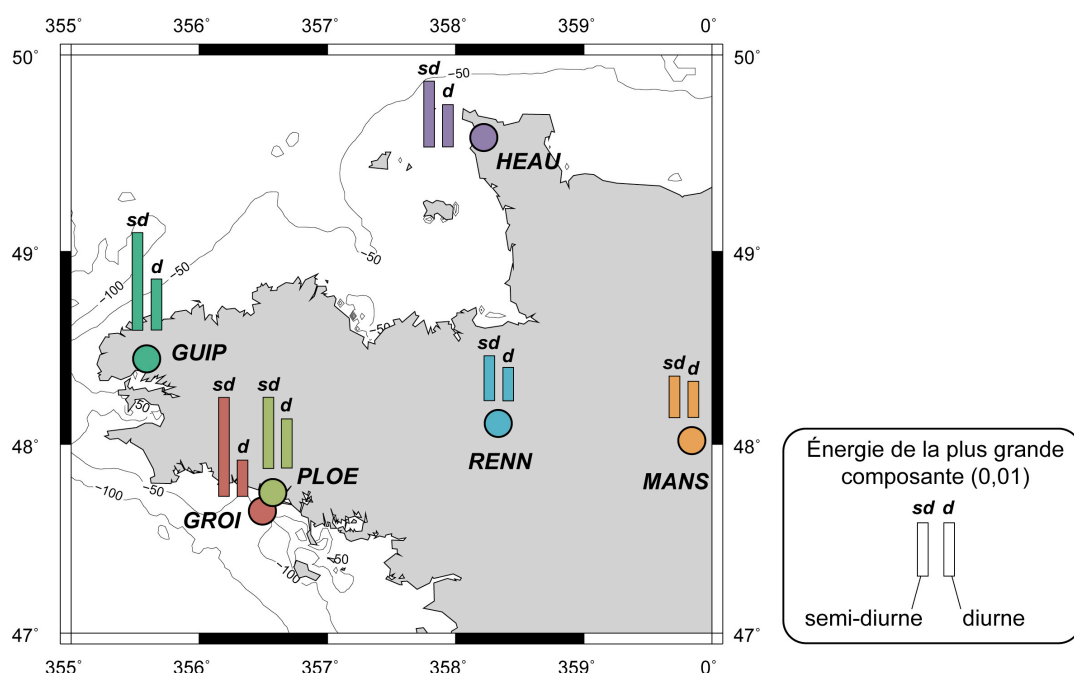


Figure 103 : Carte des énergies des composantes maximales semi-diurnes et diurnes pour les stations du Grand Ouest observées sur les spectres de Fourier des séries temporelles (Figure 102). Les couleurs des stations et leurs énergies correspondent à celles utilisées pour leurs séries temporelles. On observe bien la variation spatiale de l'effet de surcharge océanique.

	Composantes semi-diurnes		Composantes diurnes	
	Énergie max. (sans modèle)	Période (jour)	Énergie max. (sans modèle)	Période (jour)
GUIP	0,018303	0,5110	0,00955	0,9929
GROI	0,018542	0,5110	0,00680	1,0220
PLOE	0,013345	0,5346	0,00919	1,0220
HEAU	0,012355	0,5265	0,00791	1,0220
RENN	0,008410	0,5516	0,00628	1,0220
MANS	0,007770	0,4964	0,00677	1,0220

Tableau 15 : Variation de l'énergie de la composante semi-diurne et diurne maximale, déterminée à partir du calcul sans le modèle de surcharge océanique FES2004. Notez la décroissance d'ouest en est de cette énergie.

La surcharge océanique engendre donc des déformations importantes en Bretagne, avec les plus fortes amplitudes au niveau de la pointe bretonne. Cet effet décroît au fur et à mesure que l'on rentre dans les terres ou que l'on rentre plus loin dans le canal de la Manche. Ces

observations avaient déjà été faites lors de précédentes études (Llubes et al. 2001 ; Vey et al. 2002 ; Melachroinos et al. 2007 ; Vergnolle et al. 2008). Les amplitudes des composantes semi-diurnes sont plus importantes que celles des composantes diurnes pour les stations GPS à forte énergie de surcharge, l'écart allant en s'atténuant d'ouest en est. L'objectif n'est pas de mener une nouvelle étude de la surcharge océanique dans le Grand Ouest, mais plutôt de comprendre la stratégie de calcul pour observer ces déformations et pour introduire l'étude suivante, à savoir l'influence et la prise en compte de ce phénomène dans notre stratégie de calcul en ligne de base (§ 3).

2.3.2 Influence du modèle de surcharge océanique FES2004 sur le traitement en réseau

Le calcul effectué avec le modèle de surcharge océanique FES2004 présente des signaux d'amplitude beaucoup moins importante pour toutes les stations du Grand Ouest de la France (séries temporelles en noir, Figure 102a). Cela est très bien visible pour les stations GUIP et GROI, ainsi que pour les stations PLOE et HEAU. La différence entre les signaux avec et sans le modèle diminue entre ces deux groupes, pour devenir assez faible pour les stations RENN et MANS pour lesquelles l'effet de surcharge océanique était le plus faible. Les contenus fréquentiels des séries temporelles calculées avec le modèle de surcharge (en noir, Figure 102b) montrent que, pour toutes les stations, l'effet des composantes semi-diurnes est très bien modélisé, puisqu'il ne reste aucun pic significatif réellement significatif à des périodes semi-diurnes.

On retrouve la même évolution dans les énergies maximales diurnes que pour le calcul sans le modèle dans les résultats avec le modèle de surcharge océanique (Tableau 16), à savoir une groupe GUIP et PLOE qui présentent les plus fortes énergies, un groupe HEAU, RENN et MANS avec des énergies intermédiaires, et GROI qui présente la plus faible énergie diurne. L'effet diurne est assez mal modélisé : il reste observable sur toutes les séries temporelles : malgré l'utilisation du modèle de surcharge océanique, le pic diurne reste significatif par rapport au spectre (Figure 102b). Il est atténué en moyenne de 22%, entre 11% et 31% selon les stations.

Les composantes tiers-diurnes, que l'on distingue plus ou moins bien sur les séries temporelles, sont légèrement atténuées pour GUIP, pour laquelle l'énergie maximale passe de 0,00561 à 0,00484, ainsi que pour MANS (de 0,00487 à 0,00385) (Tableau 16). Les stations GROI et HEAU montrent des énergies supérieures dans le calcul avec le modèle.

	Composantes diurnes				Composantes tiers-diurnes			
	Énergie max. sans modèle	Période (jour)	Énergie max. avec modèle	Période (jour)	Énergie max. sans modèle	Période (jour)	Énergie max. avec modèle	Période (jour)
GUIP	0,00955	0,9929	0,00794	0,9929	0,00561	0,3440	0,00484	0,3374
GROI	0,00680	1,0220	0,00464	0,9929	0,00364	0,3440	0,00492	0,3309
PLOE	0,00919	1,0220	0,00669	1,0220	peu observable			
HEAU	0,00791	1,0220	0,00572	0,9929	0,00391	0,3440	0,00494	0,3406
RENN	0,00628	1,0220	0,00556	1,0220	peu observable			
MANS	0,00677	1,0220	0,00543	1,0220	0,00487	0,3248	0,00385	0,3309

Tableau 16 : Influence de l'utilisation du modèle de surcharge océanique sur les énergies des composantes diurnes et tiers-diurnes

2.4 Conclusions

Cette expérience a permis de visualiser l'effet dynamique de surcharge dans le Grand Ouest de la France et sa variation spatiale. L'effet de surcharge océanique y est important, les amplitudes des mouvements verticaux peuvent atteindre la dizaine de centimètres. A

Ploemeur, ils sont de l'ordre de 7-8 cm pic à pic. Cet effet est atténué au fur et à mesure que l'on pénètre dans le canal de la Manche et dans les terres. Cette étude a également permis de voir que le modèle de surcharge océanique FES2004, utilisé dans GAMIT/GLOBK, réduit complètement l'effet des composantes semi-diurnes, mais beaucoup moins bien l'effet des composantes diurnes et tiers-diurnes. Nous avons fait l'hypothèse que la stratégie en ligne de base pure très courte permettait de filtrer l'effet de la surcharge océanique. Le paragraphe suivant est consacré à la vérification de cette hypothèse.

3. Effet de la surcharge océanique lors d'un calcul en ligne de base courte

3.1 Principes et objectifs de l'expérience

Un traitement différentiel entre deux stations formant une ligne de base très courte doit permettre d'éliminer un certain nombre d'effets, comme la surcharge océanique. Si nous supposons qu'entre ces deux stations, il y a les mêmes effets (même trajet des signaux dans l'atmosphère, même surcharge océanique, etc.), le calcul différentiel doit les filtrer pour ne conserver que ce qui diffère entre les deux stations.

Nous avons tout d'abord effectué un calcul en ligne de base pure entre deux stations mono-fréquence de Ploemeur : MF1M, située sur le site de pompage, et EPUR, située 4,5 km plus au sud, et considérée comme station de référence. Le traitement des données s'est fait sur des sessions de 3 heures, sans recouvrement, pour un total de 8 et 1 points par jour, respectivement. Il couvre la période du 21 mai au 29 août 2006 (152 à 241 en jours juliens de l'année). Il a été réalisé deux fois, avec et sans le modèle de surcharge océanique FES2004.

Nous avons ensuite effectué un second calcul, toujours en ligne de base pure, entre deux stations bi-fréquence, PLOE et GROI, sur la période du 11 mai au 14 juin 2007 (131 à 165 en jours juliens de l'année).

L'objectif de ces deux calculs est de voir 1) l'influence de la stratégie en ligne de base pure et courte sur le filtrage du signal de surcharge océanique, et 2) l'influence du modèle de surcharge océanique sur ce traitement en ligne de base. Le second calcul avec PLOE/GROI nous permettra de comparer les différents résultats obtenus avec deux stratégies différentes, ligne de base et réseau, en prenant en compte les résultats du calcul réseau du paragraphe précédent qui incluait GROI et PLOE. Ces tests sont nécessaires sachant que FES2004 n'est pas parfait pour intégrer les effets locaux (cf. paragraphe précédent).

3.2 Rappel des réglages GAMIT/GLOBK

Le traitement GAMIT a été réglé comme lors de l'étude de la déformation long terme sur le site de Ploemeur (cf. chapitre 4), c'est-à-dire en ligne de base pure (Tableau 17). Nous nous sommes placés en L1_ONLY pour la ligne de base MF1M/EPUR (stations mono-fréquence) et en LC_AUTCLN pour la ligne de base PLOE/GROI (stations bi-fréquence). Les coordonnées de EPUR et de GROI sont fixées dans le calcul, alors que celles de MF1M et de PLOE sont contraintes à 1 m en horizontal et à 2 m en vertical. La seule différence réside dans les marées appliquées. Nous avons effectué un calcul avec le modèle de marées (réglage 31) en utilisant une grille de surcharge océanique FES2004 et un calcul sans ce modèle (réglage 23). Le calcul GLOBK a été effectué en prenant les solutions contraintes et à ambiguïtés fixées (fichiers GCX), sans rattachement. Nous voulons calculer la ligne de base entre les deux stations et l'évolution des coordonnées de MF1M et PLOE par rapport à EPUR et à GROI dans le repère local.

	Avec le modèle FES2004			Sans le modèle FES2004		
Choix de l'expérience	BASELINE			BASELINE		
Type d'analyse	1-ITER			1-ITER		
Choix de l'observable	L1_ONLY LC_AUTCLN			L1_ONLY LC_AUTCLN		
TROPOSPHERE						
<i>Dmap (composante sèche)</i>	GMF			GMF		
<i>Wmap (composante humide)</i>	GMF			GMF		
MARÉES APPLIQUÉES	31 = Earth (1) + Frequency-dependant (2) + Pole (4) + Ocean (8) + Remove mean for pole tide (16)			23 = Earth (1) + Frequency-dependant (2) + Pole (4) + Remove mean for pole tide (16)		
Use OTL.grid	Yes → FES2004			No		
CONTRAINTES A PRIORI	N	E	U	N	E	U
<i>EPUR et GROI</i>	Y	Y	Y	Y	Y	Y
<i>MF1M et PLOE</i>	1 m	1 m	2 m	1 m	1 m	2 m
Durée de la session	3 h			3 h		

Tableau 17 : Réglages des paramètres des traitements GAMIT pour le calcul des lignes de base MF1M/EPUR et PLOE/GROI (Y = coordonnée fixée).

3.3 Résultats et interprétations

3.3.1 Influence du traitement en ligne de base sur le filtrage de l'effet de surcharge océanique : MF1M/EPUR

Les résultats des traitements sont représentés en Figure 104a. La courbe noire représente le résultat du traitement de la ligne de base MF1M/EPUR avec le modèle de surcharge océanique FES2004, la courbe rouge représentant, quant à elle, le résultat du traitement de la même ligne de base sans le modèle de surcharge. Les deux courbes sont très similaires, voire identiques. Elles possèdent donc logiquement des contenus fréquentiels identiques (Figure 104b et c). Ces contenus fréquentiels montrent la présence notable d'un pic significatif au niveau des périodicités semi-diurnes et d'un pic d'énergie deux fois moins important au niveau des périodicités tiers-diurnes. On observe un groupe de pics au niveau des périodicités diurnes, d'énergie encore moins importante que les deux précédentes. L'utilisation du modèle de surcharge océanique FES2004 ne change pratiquement rien aux séries temporelles et à leurs contenus fréquentiels. La seule différence notable se trouve au niveau de la composante semi-diurne, pour laquelle on note une diminution de l'énergie d'environ 10% si l'on utilise le modèle de surcharge.

La différence des deux séries temporelles de la composante verticale Up a été calculée, pour déterminer la différence de mouvement relatif entre les stations MF1M et EPUR, entre le calcul avec le modèle et le calcul sans le modèle (Figure 105a). Ces différences sont comprises entre -2 et 2 mm, mis à part pour quelques jours où la différence est supérieure en valeur absolue. Cette différence a un contenu fréquentiel typique avec des périodes autour de 15 et 30 jours. On retrouve des composantes lunaires à 14 et 28 jours, même si l'échantillonnage n'est pas assez fin pour préciser leurs valeurs (Figure 105b). Si l'on s'intéresse plus en détail aux périodes courtes, comprises entre 0 et 2 jours, on note que la différence de déformation entre les calculs avec et sans le modèle de surcharge est principalement semi-diurne, comme observé sur le contenu fréquentiel des séries temporelles avec et sans modèle (Figure 104c). On note également que la composante

CHAPITRE 6 : PRISE EN COMPTE DE LA SURCHARGE OCEANIQUE DANS LES TRAITEMENTS GPS

semi-diurne est environ dix fois supérieure à celles des composantes lunaires à 14 jours et à 28 jours.

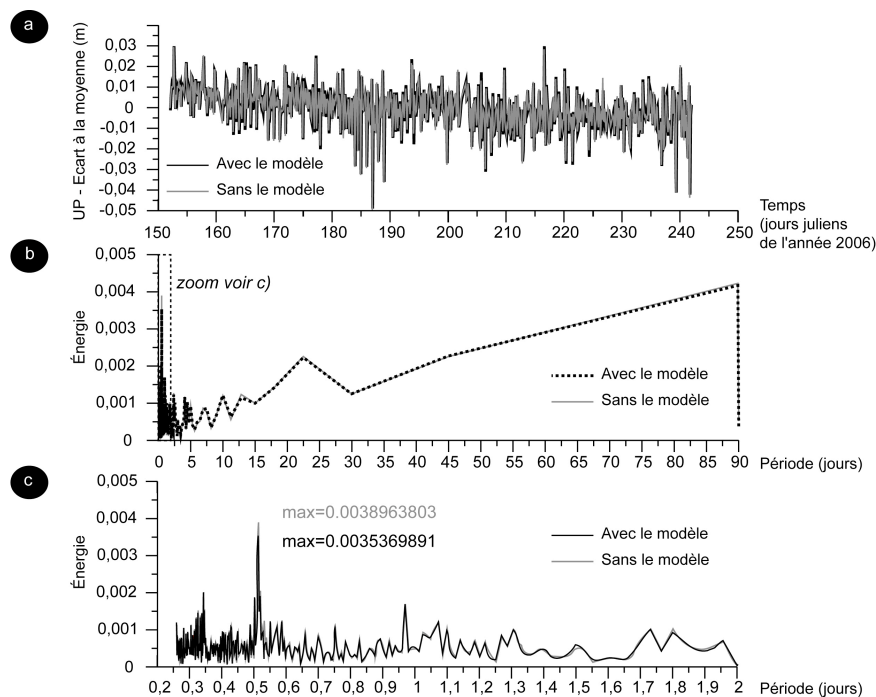


Figure 104 : a) Séries temporelles de la composante verticale UP de la ligne de base MF1M/EPUR avec (noir) et sans (rouge) le modèle de surcharge océanique FES2004 ; b) Contenu fréquentiel des séries temporelles sur la totalité du spectre ; c) Contenu fréquentiel des séries temporelles pour les périodes entre 0 et 2 jours .

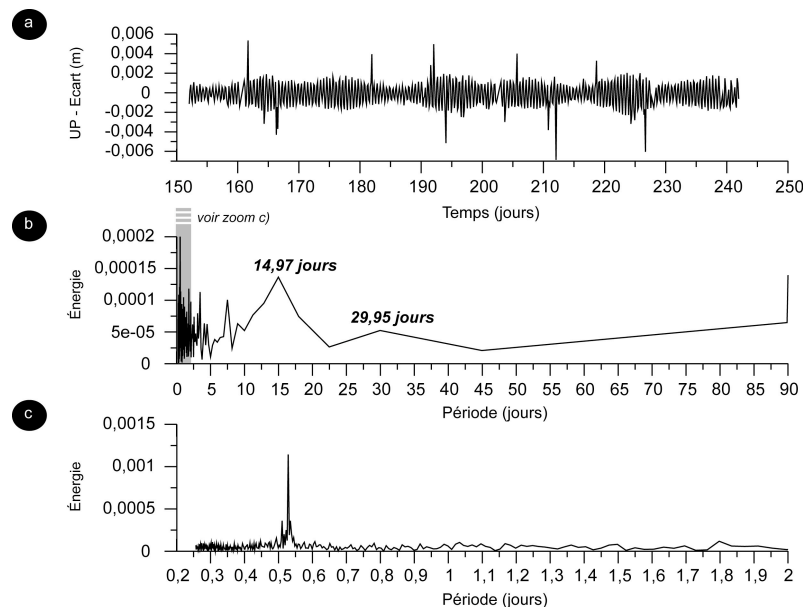


Figure 105 : a) Série temporelle de la différence des séries temporelles Up avec et sans le modèle de surcharge (Figure 104a) ; b) Contenu fréquentiel de cette série temporelle sur la totalité du spectre ; c) Contenu fréquentiel de la même série pour des périodes de 0 à 2 jours.

L'utilisation d'un modèle de surcharge pour un calcul en ligne de base pure et courte s'avère donc d'un intérêt limité, même si l'on prend en compte au maximum 2 mm de déplacement vertical, en grande partie semi-diurne. Les séries temporelles sur les composantes

horizontales n'ont pas été montrées, celles-ci diffèrent d'une quantité inférieure au demi-millimètre.

3.3.2 Influence du traitement en ligne de base sur le filtrage de l'effet de surcharge océanique et comparaison entre les stratégies : PLOE/GROI

Afin de pouvoir comparer l'influence du calcul en ligne de base sur le filtrage de l'effet de surcharge océanique, nous avons comparé les résultats obtenus avec différentes stratégies de calcul pour la station PLOE (Figure 106) :

1. les résultats en absolu de la station PLOE, obtenus grâce au calcul en réseau, avec et sans le modèle de surcharge océanique FES2004,
2. les résultats de la différence des séries de PLOE et de GROU obtenus par le calcul en réseau, avec et sans le modèle FES2004,
3. enfin, le résultat du calcul de ligne de base pure PLOE/GROI, avec GROU fixée dans le calcul, avec le modèle FES2004.

Ces calculs couvrent la période du 11 mai au 14 juin 2007 (131 à 165 en jours juliens de l'année), avec le même pas d'échantillonnage de 8 points par jour (sessions de 3 h sans recouvrement), afin que les résultats et les contenus fréquentiels soient directement comparables.

D'après la Figure 106a, la série qui montre le plus d'amplitude de signal (jusqu'à 8 cm pic à pic) est la série absolue de PLOE obtenue avec le calcul en réseau sans le modèle de surcharge océanique (en gris). Le calcul avec le modèle FES 2004 (en brun) montre une atténuation du signal de déformation. Les différences PLOE-GROI des séries obtenues avec le calcul réseau avec (en noir) et sans (en rouge) le modèle FES2004 montrent des variations très similaires, d'amplitude comparable à PLOE en absolu avec le modèle de surcharge. Enfin, la série du calcul en ligne de base pure PLOE/GROI avec modèle (en vert) montre un signal lui aussi atténué, très similaire à celui de PLOE-GROI avec modèle.

Pour aller plus loin dans cette comparaison, attardons nous sur les contenus fréquentiels de ces différentes séries temporelles (Figure 106b). Le signal de PLOE sans le modèle montre deux pics (ou série de pics) bien visibles au niveau des composantes semi-diurnes et diurnes. Comme nous l'avons observé dans le paragraphe 2.3.2, l'intégration du modèle de surcharge FES2004 dans le calcul réseau atténue très bien les composantes semi-diurnes, moins bien les composantes diurnes. Les différences PLOE-GROI avec et sans modèle présentent des contenus fréquentiels similaires, avec l'absence de pic semi-diurne et la présence d'un pic diurne : nous avons souligné dans le paragraphe 2.3.2 la différence d'énergie des pics diurnes entre GROU et PLOE. Leurs contenus fréquentiels sont également similaires à celui de PLOE en absolu avec modèle. En faisant la différence des séries temporelles absolues obtenues avec un calcul réseau, nous filtrons une partie du signal de déformation engendré par la surcharge océanique, correctement pour la composante semi-diurne, un peu moins bien pour la composante diurne.

Enfin, la série PLOE/GROI en ligne de base pure montre un spectre similaire à celui de PLOE en absolu avec le modèle de surcharge, avec un pic diurne de même énergie. Les composantes de périodes inférieures à un jour ont une énergie environ deux fois moins importante. Le calcul différentiel en courte ligne de base pure, avec ou sans modèle de surcharge, permet donc de filtrer une partie du signal de surcharge océanique, de la même façon que l'utilisation d'un modèle de surcharge océanique dans un calcul absolu en réseau.

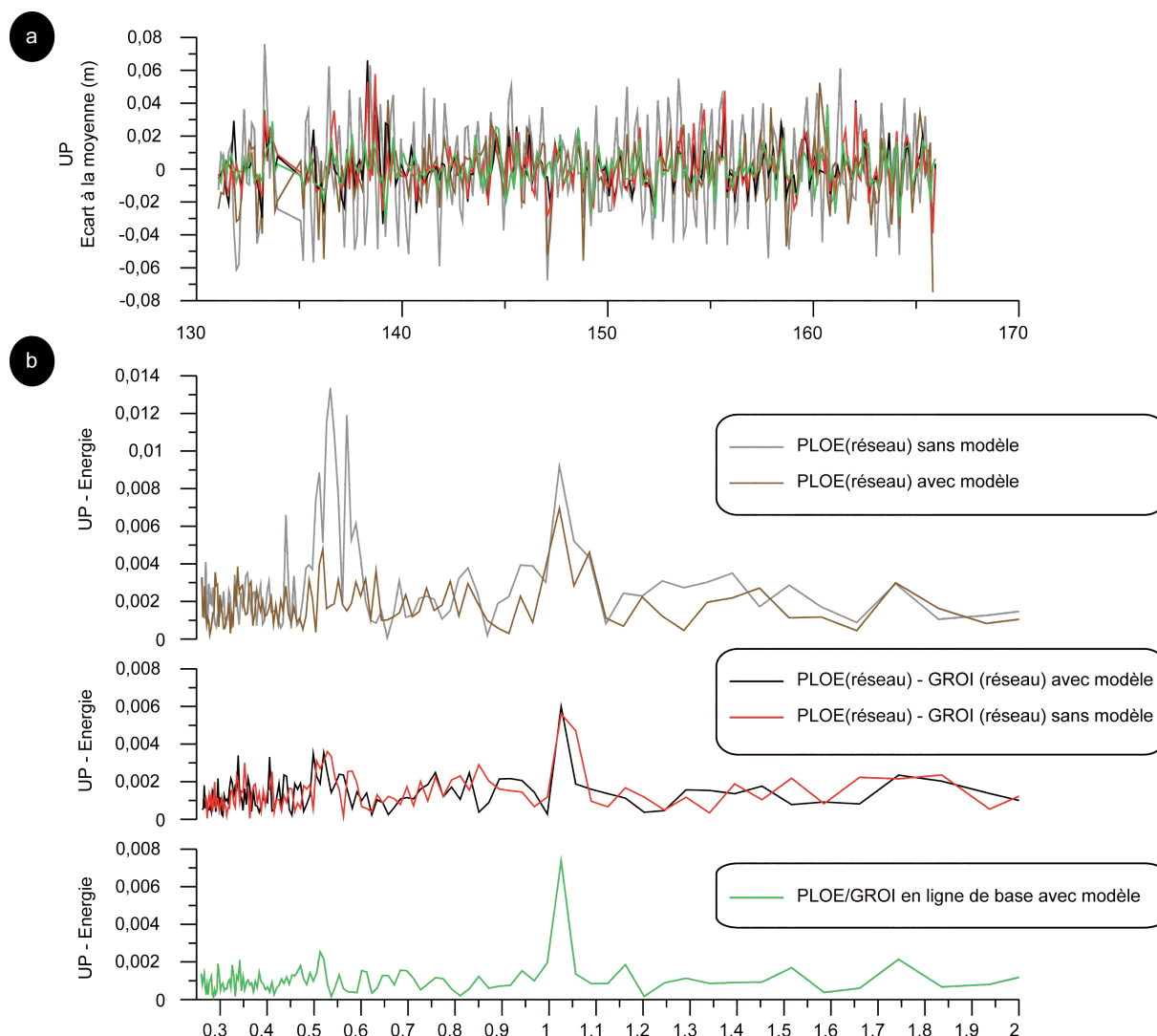


Figure 106 : a) Séries temporelles de la composante verticale obtenues avec différentes stratégies de calcul : PLOE en absolu avec et sans modèle, différence du résultat du calcul réseau PLOE-GROI avec et sans modèle, et PLOE/GROI en ligne de base pure avec modèle ; b) Contenus fréquentiels de ces séries temporelles.

2.3.3 Conclusions

Nous avons montré grâce à ces deux expériences MF1M/EPUR et PLOE/GROI que le traitement différentiel en ligne de base courte permet de s'affranchir en grande partie de l'effet dynamique de surcharge océanique. Même si les deux stations sont très proches, il peut rester un résiduel de signal de surcharge entre ces deux stations, en fonction des effets locaux et des particularités de l'implantation des stations : entre MF1M et EPUR, il reste un peu de signal semi-diurne et tiers-diurne, alors qu'entre PLOE et GROI, il reste principalement de l'effet diurne. Pour des études de phénomènes de courtes périodes inférieures à la journée, il faudra tout de même faire attention aux résiduels de signal qui peuvent subsister en fonction de la ligne de base utilisée et des effets locaux.

Conclusions

Dans cette partie, nous avons étudié succinctement l'effet de la surcharge océanique dans le Grand Ouest de la France. Ce processus engendre des déplacements pouvant atteindre la

CHAPITRE 6 : PRISE EN COMPTE DE LA SURCHARGE OCEANIQUE DANS LES TRAITEMENTS GPS

dizaine de centimètres pic à pic au niveau de la pointe bretonne. Cet effet s'atténue au fur et à mesure que l'on va vers l'est et que l'on rentre dans les terres. L'effet est également moins important sur les côtes de la Manche que sur les côtes atlantiques. A Ploemeur, la surcharge océanique peut engendrer des déplacements verticaux d'environ 7 à 8 cm pic à pic. La prise en compte d'un modèle comme FES2004 permet de filtrer une grande partie de la déformation due à la surcharge océanique. Notre calcul réseau a montré que les composantes semi-diurnes étaient les mieux prises en compte, alors qu'il subsistait une partie du signal portée par les composantes tiers-diurnes et diurnes.

Nous avons également montré qu'un calcul différentiel en ligne de base courte permettait de s'affranchir de cet effet de surcharge océanique, bien que, en fonction de la ligne de base considérée et des effets locaux (comme par exemple le découpage de la ligne de côte ou la présence d'une station GPS sur une île), il reste un peu de signal de surcharge, soit sur la composante diurne (comme pour la ligne de base PLOE/GROI) soit sur la composante semi-diurne (comme pour la ligne de base MF1M/EPUR). Ce type de calcul est équivalent à l'introduction d'un modèle de surcharge dans un calcul réseau. De plus, les énergies résultantes des composantes de marées sont relativement faibles. Le calcul sur des sessions de 24 heures permet en quelque sorte de moyenniser ces effets de surcharge océanique. Dans nos séries temporelles long terme, il doit rester une petite partie du signal de marée. Mais nous rappelons que les principales composantes du signal de surcharge océanique ont des périodes inférieures à la journée et les processus hydrogéologiques que nous étudions ont des périodes beaucoup plus longues, sub-annuelles. Lorsque les processus étudiés ont de très courtes périodes, inférieures à la journée, il faut néanmoins faire attention car le traitement en ligne de base ne filtre pas forcément correctement les effets de surcharge, en fonction de la ligne de base choisie et des effets locaux.

SYNTHESE ET PERSPECTIVES

SYNTHESE ET PERSPECTIVES

L'objectif de ce travail était de quantifier les faibles mouvements de terrain dans des zones dites stables, en relation avec deux grands processus : les variations hydrogéologiques et la surcharge océanique. Les principales questions posées lors de cette étude sont d'un point de vue méthodologique :

- quelle est la meilleure stratégie pour mesurer ces faibles déformations ?
- peut-on séparer les différents processus dans un signal de déformation ?
- comment prendre en compte la surcharge océanique dans nos traitements GPS ?

et d'un point de vue processus :

- quel est le lien entre variations hydrogéologiques et déformation en surface ?
- existe-t-il un résidu de surcharge océanique dans nos séries temporelles ?

Dans ce chapitre, nous allons répondre à ces questions, en rappelant les principaux résultats obtenus, en analysant les problèmes auxquels nous avons dû faire face, en proposant d'éventuelles améliorations à apporter, et ouvrant sur quelques perspectives.

1. Quelle est la stratégie à adopter pour mesurer précisément ces faibles déformations ?

1.1 Deux stratégies pour des objectifs différents

Dans cette étude, nous avons travaillé à l'aide de deux méthodologies de calcul GPS bien distinctes, avec des objectifs scientifiques propres : le calcul en réseau de stations et le calcul en ligne de base.

Le calcul en réseau de stations GPS permet de mener des études régionales afin d'étudier des processus eux aussi régionaux, comme la surcharge océanique (400x400 km pour le Grand Ouest de la France, 500x800 km à l'échelle du Maroc) ou la tectonique active. Ce type de calcul permet de déterminer les variations de positions de chaque station relativement à un système de référence ainsi que la variabilité spatiale de la déformation induite par ces processus. Ces calculs nécessitent de grands volumes de données et une connaissance accrue du traitement GPS géodésique (perturbations troposphériques, systèmes de référence, etc).

Le calcul en ligne de base entre deux stations GPS permet de mener des études plus locales, à l'échelle de la dizaine de kilomètres (15-20 km), comme nous avons pu le faire à Ploemeur et dans la plaine du Saïs au Maroc. Plus facile à mettre en œuvre du point de vue du matériel et du traitement GPS que le calcul en réseau, cette méthodologie permet de déterminer les variations de positions d'une station relativement à une station de référence et de filtrer un certain nombre d'erreurs et d'effets communs aux deux stations.

Nul besoin d'effectuer des calculs en réseau coûteux en temps et compliqués pour une étude très locale comme celle que nous avons menée à Ploemeur. Par contre, des études plus régionales, à des échelles supérieures à la centaine de kilomètres, nécessitent des études en réseaux, afin d'améliorer la qualité du calcul. Il est possible d'adapter la stratégie de calcul en fonction de l'objectif visé.

1.2 Deux logiciels au banc d'essai

Nous avons effectué une comparaison entre deux logiciels de traitement GPS (chapitre 3). TGO et GAMIT sont dédiés à des publics et à des applications très différents. TGO est un logiciel constructeur de Trimble destiné à des études de chantier ponctuelles et couvrant de faibles surfaces, sa prise en main est relativement aisée et nécessite des connaissances limitées en géodésie. Par contre, il ne permet aucune automatisation et se révèle très peu pratique pour des études dépassant six mois d'analyse. GAMIT est un logiciel scientifique

développé par le MIT destiné à des études géodésiques plus poussées, sa prise en main est plus longue et nécessite une très bonne connaissance du traitement GPS géodésique. Son point fort est sa complète automatisation qui permet de lancer des calculs sur des périodes longues avec un grand volume de données. Nous avons montré que pour des études très locales de déformation nécessitant des calculs en ligne de base courte, les résultats obtenus avec les deux logiciels sont très similaires. Il est donc possible de quantifier des déplacements faibles de manière assez simple à l'aide de ces deux logiciels, GAMIT restant le meilleur en terme d'adaptabilité, de personnalisation des paramètres et d'automatisation.

1.3 La stratégie en ligne de base courte pour des études locales

Le traitement des données GPS sur les deux zones d'étude présenté dans ce travail montre que la stratégie de calcul en ligne de base courte permet, avec des paramètres de réglages assez simples, de quantifier des déplacements horizontaux et verticaux pluri-millimétriques et centimétriques avec des barres d'erreurs comprises entre 3 et 5 mm. La bonne qualité de nos résultats tient dans la longueur des lignes de base, environ 5 km pour le site breton et de 11 à 22 kilomètres pour le site marocain.

De plus, dans le cas de l'étude de la déformation hydrogéologique au Maroc (chapitre 5), nous avons vu qu'il pouvait être intéressant d'effectuer différentes combinaisons de lignes de bases : (1) entre une station de mesure et une station de référence pour étudier le processus hydrogéologique, ses amplitudes et son éventuelle périodicité, et (2) entre deux stations de mesure pour étudier la variabilité spatiale du processus. Ceci tient au fait que les deux stations de mesure au Maroc sont distantes de 11 km et peuvent donc, malgré leur situation dans la même zone géologique (la plaine du Saïs) se comporter de façon différente. Dans ce dernier cas, le GPS permet de faire, en plus d'une étude géologique, quelques considérations en terme d'hétérogénéité ou de compartimentage des sites d'études.

Pour des études locales, à l'échelle de la dizaine de kilomètres, la stratégie en courte ligne de base permet d'étudier de façon assez simple les déformations locales, provoquées par exemple les variations hydrogéologiques, avec une précision inférieure aux amplitudes des déplacements observés.

2. Extraire les effets dus aux différents processus dans un signal GPS

2.1 Deux processus visés : l'hydrogéologie et la surcharge océanique

Deux processus étaient principalement recherchés dans cette étude : les processus hydrogéologiques et la surcharge océanique. Ces deux mécanismes de déformation possèdent des caractéristiques propres en terme de périodicités, d'amplitude et de variabilité spatiale.

Les processus hydrogéologiques profonds et hydrologiques de surface ont des périodicités sub-annuelles. Les processus hydrogéologiques profonds agissent à l'aplomb de régions aquifères de façon très localisée, de l'ordre de quelques hectomètres (Ploemeur) à quelques dizaines voire une centaine de kilomètres (Plaine du Saïs au Maroc). Les processus hydrologiques de surface peuvent agir de manière plus diffuse.

Le phénomène de surcharge océanique a des périodicités nombreuses, en relation avec les marées océaniques, et donc avec les mouvements combinés des astres, principalement la Lune et le Soleil. Les principales d'entre elles sont inférieures ou égales à la journée, avec, de la plus importante à la plus faible en terme d'amplitude, les semi-diurnes, les diurnes et les tiers-diurnes. Mais des composantes plus longues, d'origine lunaire, peuvent entrer en jeu, avec des amplitudes de déformation plus faibles et des périodicités d'environ 14 et 28 jours.

2.2 La séparation des processus par l'analyse de Fourier

L'analyse spectrale de Fourier permet d'identifier les différentes périodicités à l'intérieur d'un signal (cf. Annexe 2). Pour être menée à bien, certaines précautions doivent être prises en amont de cette étude. En fonction du ou des processus étudiés, il est important d'ajuster la longueur d'acquisition des données et le pas d'échantillonnage de ces données. D'une part, nous avons vu qu'il est nécessaire d'avoir des séries temporelles pluri-annuelles pour correctement identifier les déplacements dus aux variations hydrogéologiques : nous y sommes parvenus en Bretagne (trois ans et demi ans de données), beaucoup moins bien au Maroc (quatorze mois de données). D'autre part, le choix du pas d'échantillonnage des données GPS, c'est-à-dire la longueur des sessions de calcul, est primordial pour une analyse fréquentielle efficace. De manière évidente, nous avons vu qu'une série temporelle échantillonnée à un point par jour (sessions de 24h) est suffisante pour étudier des processus à périodicités sub-annuelles, mais ne permet pas de descendre en dessous de périodicités inférieures à 2 jours. Pour correctement étudier les déformations dues à la surcharge océanique, il est nécessaire de réduire le pas d'échantillonnage, donc de faire des sessions de calcul plus courtes, de deux ou trois heures, tout en conservant une bonne précision du calcul GPS. En effet, des sessions trop courtes entraîneraient un bruit haute fréquence important. Pour bien échantillonner les composantes de marées, il faut au minimum un point toutes les quatre heures. Dans la littérature, les sessions de calcul GPS sont de deux ou trois heures, avec parfois du recouvrement entre les sessions, ce qui permet d'augmenter le nombre de points par jour et donc d'améliorer la qualité de l'échantillonnage des principales composantes journalières de la surcharge océanique.

Les choix de la longueur de l'acquisition et du pas d'échantillonnage conditionnent la qualité de l'étude en terme de séparation des processus à l'intérieur d'un signal de déformation. Ces conditions nécessitent un travail en amont pour identifier les processus qui peuvent entrer en jeu dans la déformation de la zone d'étude.

3. Relier la déformation verticale et les variations hydrogéologiques dans les zones aquifères

3.1 L'observation d'une déformation pluri-annuelle saisonnière

Lors de l'étude pluri-annuelle de la déformation sur le site de Ploemeur (chapitre 4), nous avons mis en évidence l'existence d'une déformation verticale saisonnière sub-annuelle d'environ 15 mm, comme l'avaient souligné Moreau et al. (2006) lors d'une étude précédente sur une plus courte période de temps. Cette déformation verticale est accompagnée d'une déformation horizontale significative et inattendue, elle aussi saisonnière sub-annuelle, pouvant atteindre 7 à 12 mm sur la composante North et 6 mm sur la composante East. Ces observations GPS ont pu être mises en relation avec les variations hydrogéologiques profondes. Leur corrélation a permis de calculer un coefficient d'emménagement cohérent avec les valeurs déterminées lors d'essais de pompage effectuées dans des études antérieures (Le Borgne et al. 2006). Mais pour mieux expliquer la dynamique des déplacements verticaux, nous avons également pris en compte les variations hydrologiques de surface. L'augmentation du contenu en eau des premiers mètres du sol est probablement responsable de l'inversion du mouvement vertical, de la subsidence en uplift, au début de l'automne. Ensuite, ce sont les variations hydrogéologiques profondes qui provoquent les variations saisonnières de la déformation verticale. Seule une approche multi-données nous a permis de contraindre notre interprétation.

Les premiers résultats obtenus au Maroc (chapitre 5) pour des séries temporelles inférieures à quatorze mois nous permettent de penser que nous pourrions observer le même type de déformation, d'environ 1-1,5 cm d'amplitude sur la composante verticale, saisonnière et sub-annuelle. Ils justifient par ailleurs de continuer l'acquisition des données GPS et l'installation

de piézomètres colocalisés avec ces dernières pour mener une étude aussi poussée qu'à Ploemeur.

Notre méthodologie de traitement des données GPS nous a permis de bien observer le cycle saisonnier de la déformation, que nous avons pu relier aux variations hydrogéologiques profondes et hydrologiques de surface, en tout cas pour le site breton.

3.2 Une différence de comportement à court et à long terme

La relation entre la déformation verticale et les variations hydrogéologiques est bien observée sur une période pluri-annuelle sur le site breton. Par contre, sur des très courtes périodes de temps comme lors d'arrêts de pompage, cette relation n'a pas été franchement observée.

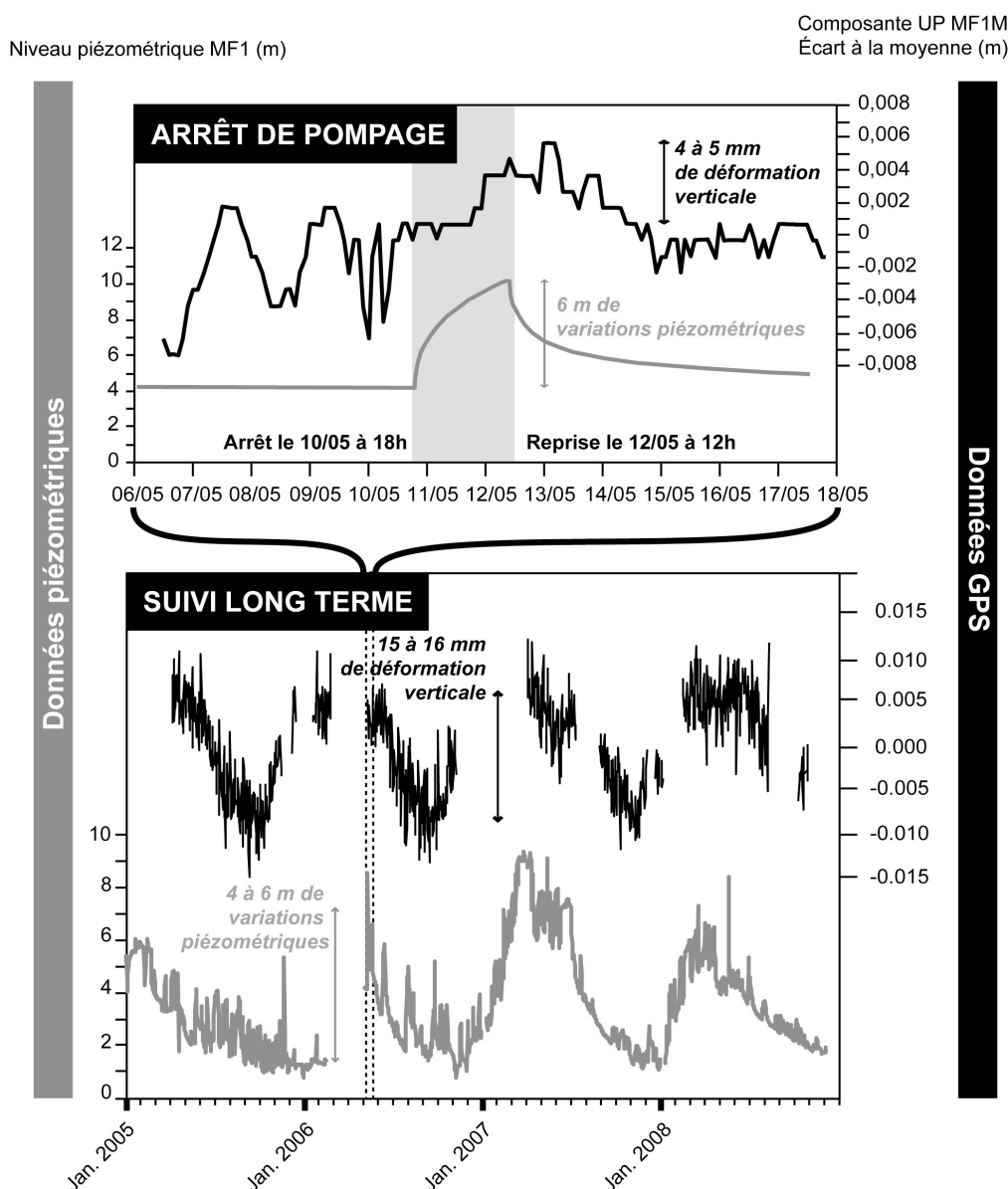


Figure 107 : Comparaison entre les comportements à court terme (suite à un arrêt de pompage de 40 heures en mai 2006, en haut) et à long terme (suite aux variations saisonnières, en bas) de la déformation verticale en surface observée par le GPS et de la piézométrie. La série temporelle court terme est un traitement TGO avec des sessions de 24h décalées de 2h entre MF1M et EPUR, la série long terme est le traitement montré dans la chapitre 4.

Lors d'une expérience d'arrêt de pompage de 40 heures en mai 2006, de fortes variations de hauteur d'eau (entre 5 et 12 m de remontée piézométrique selon les pompes) et des mouvements verticaux très faibles (inférieurs à 5 mm) ont été observés. Pour le point MF1, nous avons observé une remontée du niveau piézométrique d'environ 6 m corrélable à un déplacement d'environ 4 à 5 mm, dans la barre d'erreur du traitement GPS (Figure 107). De plus, ce léger uplift arrive avec un certain retard par rapport au début de l'arrêt du pompage. Sur le long terme, des variations piézométriques saisonnières d'amplitudes comparables voire légèrement inférieures sont à l'origine de déplacements verticaux d'environ 15 à 16 mm (Figure 107).

Il apparaît que le système a besoin d'un certain temps pour réagir à la brusque remontée du niveau piézométrique. Il serait intéressant de réaliser une autre expérience d'arrêt de pompage plus longue dans le temps, avec des mesures GPS, gravimétriques et inclinométriques, comme lors de la première expérience, afin de voir comment évolue et réagit le système (1) en profondeur en terme de remontée du niveau piézométrique et (2) en surface en terme de déformation.

3.3 Le GPS comme outil de caractérisation géologique

Nous avons observé une déformation différentielle sur le site de Ploemeur entre les stations MF1M et MF3M, malgré des signaux piézométriques très proches (chapitre 4). Ces deux récepteurs GPS sont installés sur des terrains différents, de chaque côté d'une zone broyée N020°, MF3M du côté des granites et MF1M du côté des micaschistes, à l'aplomb de la zone broyée. Les conditions lithologiques et hydromécaniques sont probablement différentes, ce qui entraîne une différence de déplacement entre les deux stations suite à des sollicitations hydrogéologiques pourtant semblables.

Lors de l'étude sur le site marocain (chapitre 5), nous avons calculé une ligne de base entre les deux stations situées dans la plaine du Saïs. Nous avons pu observer entre ces deux stations une déformation différentielle, symptomatique d'un compartimentage du bassin. Ces observations sont partiellement confirmées par les données géophysiques électriques effectuées dans le bassin du Saïs (Essalhaoui et al. 2001) qui mettent en évidence la présence de compartiments séparés par des flexures et des failles, avec des épaisseurs de calcaires liasiques, encaissant de l'aquifère profond, qui varient latéralement. De plus, les deux stations sont situées sur des lithologies différentes, puisque HAJK se trouve sur des terrains quaternaires constitués de calcaires lacustres, de limons et de sables, alors que la station GOUR se trouve sur une coulée basaltique provenant de Jbel Outigui. Les différences lithologiques, le compartimentage du bassin et les variations d'épaisseur du Lias sont probablement responsables de variations de conditions hydromécaniques et donc d'une déformation différentielle entre les stations HAJK et GOUR.

Que ce soit dans un contexte d'aquifère hétérogène fracturé ou dans un contexte d'aquifère plus classique, les observations faites sur les deux sites d'études permettent de justifier l'importance d'une bonne couverture spatiale des stations GPS sur les sites d'études. L'hétérogénéité lithologique et/ou le compartimentage d'un bassin peuvent entraîner des différences de déformation, que le GPS permet de mettre en évidence avec une méthodologie adaptée.

3.4 Besoin de données pluri-annuelles

Pour l'étude de la déformation en relation avec l'hydrogéologie au Maroc, nous nous sommes confrontés au manque de données piézométriques bien échantillonnées et couvrant la même période que nos données GPS. Nous avons pu effectuer, à partir de données synthétiques, une ébauche de relation entre déformation verticale observée et variations piézométriques. Il est très important d'avoir des données GPS et piézométriques couvrant les mêmes périodes de temps et bien échantillonnées pour mener une étude sur la déformation hydrogéologique aussi poussée que celle que nous avons effectuée sur le site de Ploemeur. Les variations locales au sein d'un même système (hétérogène ou

compartimenté) justifie la colocalisation des instruments de mesures GPS et piézométriques. Il est également nécessaire d'avoir des séries temporelles de données pluri-annuelles, à partir du moment où l'on étudie des processus qui ont des périodicités principalement annuelles. D'ici deux ou trois ans, nous aurons des séries temporelles suffisamment longues au Maroc pour étudier correctement la relation entre la déformation et les variations hydrogéologiques.

3.5 Besoin d'une modélisation hydromécanique

La relation entre les variations hydrogéologiques et la déformation pourrait être validée par une modélisation hydromécanique intégrant l'ensemble des paramètres agissant dans le processus de déformation. Cela permettrait par exemple (1) de déterminer les paramètres hydrogéologiques et hydromécaniques de l'aquifère en relation avec la déformation observée en surface, (2) de vérifier si seule l'hydrogéologie peut expliquer le signal de déformation ou s'il faut prendre en compte des facteurs hydrologiques de surface tel que nous avons pu le faire, et (3) de comprendre pourquoi les réponses en terme de déformation à très court terme (arrêt de pompage) et à long terme (variations saisonnières sub-annuelles) sont différentes, alors que les signaux piézométriques sont similaires.

Une étude préliminaire a été menée avec Pierre Gavrilenko (Géosciences Rennes). Afin de comprendre la déformation du sol engendrée par les variations de pression hydraulique dans un aquifère confiné, nous avons effectué une première modélisation numérique hydromécanique simulant un pompage ponctuel, basée sur la théorie poro-élastique de Rice et Cleary (1976). Ce calcul se fait par différences finies et se base sur (1) l'équation de diffusion du fluide, (2) des conditions limites (pression nulle sur les bords, flux nul pour le toit et la base imperméables), et (3) un terme source pour simuler le pompage avec un débit paramétrable. L'aquifère est modélisé de façon simple par un cube de 500 m x 500 m x 100 m, avec une résolution de 25 m en horizontal et 2 m sur le vertical (Figure 108). Cette simulation permet de déterminer le champ de déplacement du sol en surface (Figure 109), en fonction des paramètres hydrogéologiques (porosité, perméabilité, compressibilité des pores, volume pompé, etc).

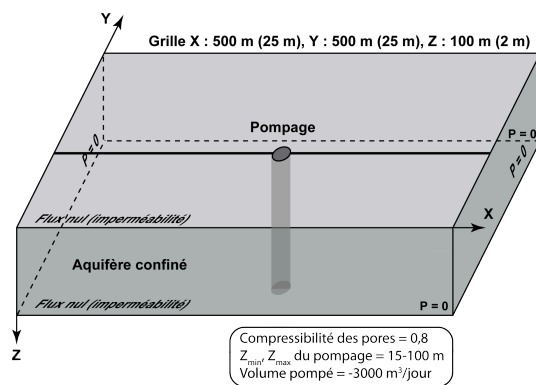


Figure 108 : Modèle simple d'aquifère confiné pour la modélisation hydromécanique, de dimensions 500x500x100 m, avec comme conditions limites un toit et une base imperméables et des faces à pression nulle.

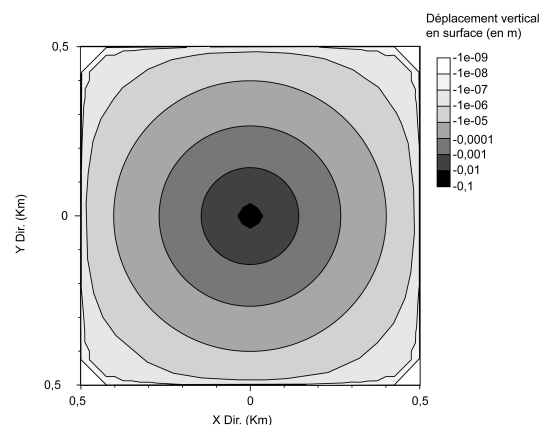


Figure 109 : Déformation verticale de la surface observée autour du pompage.

Pour calibrer cette simulation, nous nous sommes servis des résultats obtenus lors de l'expérience de mai 2006 réalisée à Ploemeur. Une étude préliminaire et systématique de l'impact des différents paramètres (ici, porosité et perméabilité) sur le champ de déformation du sol a été réalisée en tentant de déterminer les paramètres qui conduisent aux 5 mm de mouvement vertical que nous avons observés en GPS lors de l'arrêt de pompage. Avec une

perméabilité fixée à 10^{-13} m^2 , de très fortes valeurs de porosité (30%) sont nécessaires pour atteindre les 5 mm de déplacement vertical. Avec une porosité 5% cohérente pour un granite fracturé, il faut une perméabilité de 10^{-14} m^2 pour atteindre les 5 mm de déplacement vertical (Figure 110). Ces valeurs de porosité et de perméabilité sont réalistes pour un granite fracturé (Rice et Cleary, 1976 ; page perméabilité des roches du site <http://planet-terre.ens-lyon.fr/>).

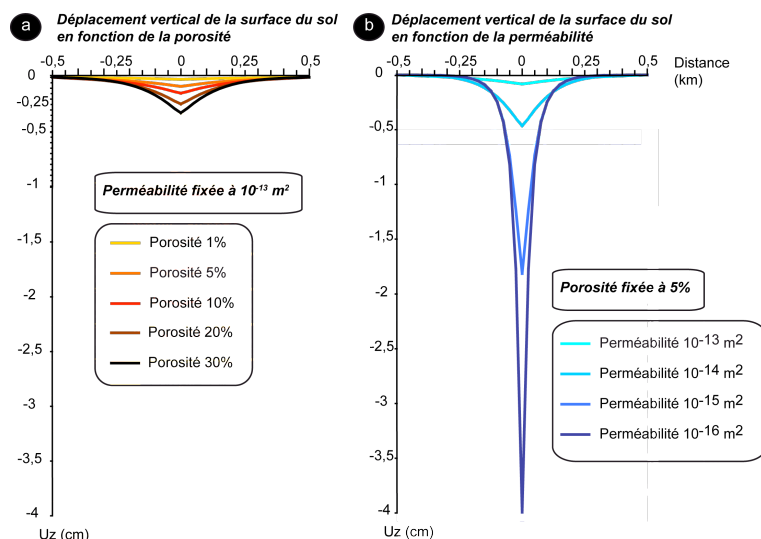


Figure 110 : Étude préliminaire systématique de l'influence de deux paramètres hydrogéologiques de l'aquifère sur les déplacements verticaux observés en surface, suivant un profil selon l'axe X (Figure 108) : a) en fonction de la porosité pour une perméabilité de 10^{-13} m^2 , b) en fonction de la perméabilité pour une porosité de 5%.

Ce type de modèle pourrait être un bon outil pour traiter le problème direct dans le cas du court terme. Il pourrait permettre de fixer des ordres de grandeur pour les différents paramètres hydrogéologiques. Il est par contre nécessaire d'introduire des informations comme la variation de lithologie, la présence de failles, la localisation de pompages. De plus, le modèle actuel calcule la déformation au toit de l'aquifère, en considérant qu'une couche supérieure se comporterait de façon complètement élastique et donc transmettrait la déformation à la surface du sol. Cette hypothèse est forte et doit être vérifiée en ajoutant une couche, de sol ou de remplissage sédimentaire par exemple.

Il peut être cependant difficile de prendre en compte les particularités de certains aquifères. Si le compartimentage du bassin du Saïs peut être facilement pris en compte dans le modèle à l'aide de failles, l'hétérogénéité de l'aquifère cristallin fracturé de Ploemeur est, quant à elle, beaucoup plus difficile à modéliser. De plus, la principale difficulté est de modéliser la recharge et la décharge annuelle et de définir ces zones de recharge/décharge, à cause du manque de connaissance actuelle à ce sujet sur l'aquifère de Ploemeur. Cela impose le changement et la complexification des conditions aux limites et du terme source. Enfin, on pourrait se servir de cette modélisation pour mieux comprendre les processus à l'origine des différences de comportement à court terme et à long terme.

4. La prise en compte de la surcharge océanique dans les traitements GPS

4.1 La surcharge océanique, processus majeur de la déformation en Bretagne

La surcharge océanique peut engendrer, comme en Bretagne, des déformations non négligeables de plusieurs centimètres sur la composante verticale. Des amplitudes de déformation verticale d'environ 10 à 12 cm pic à pic sont prédites par les modèles comme FES2004 et peuvent être mesurées par GPS grâce à des calculs en réseau de stations couvrant la zone d'étude (Melachroinos et al. 2007 ; Vergnolle et al. 2008 ; cette étude). Les

résultats obtenus lors de cette étude (chapitre 6) sont cohérents avec ceux des études antérieures et montrent (1) une variation spatiale de l'effet de surcharge au sein du Grand Ouest de la France, avec des déformations plus importantes en pointe bretonne et sur le littoral atlantique que sur la côte de la Manche et qu'à l'intérieur des terres, et (2) une bonne prise en compte de cet effet par le modèle FES2004 lors du calcul GPS, même si nous avons pu observer des différences de qualité de filtrage entre les composantes de la marée. La comparaison entre les déplacements mesurés par GPS et les déplacements prédits par différents modèles de surcharge a fait l'objet de plusieurs études en Bretagne (Vey et al. 2002 ; Melachroinos et al. 2007 ; Vergnolle et al. 2008) et n'a pas été réalisée dans notre étude. Nous nous sommes principalement intéressés à la prise en compte du processus dans nos traitements GPS en ligne de base et la présence d'éventuels résidus dus à des effets locaux, c'est l'objet du paragraphe suivant.

4.2 Le filtrage de l'effet de surcharge par le traitement en ligne de base courte

Nous avons également montré que le traitement GPS en ligne de base courte permettait de filtrer l'effet de surcharge océanique aussi bien que la différence de séries temporelles obtenues dans un calcul en réseau incluant (ou non) le modèle de surcharge FES2004. L'utilisation de ce modèle dans le calcul en ligne de base entre deux stations ne change pratiquement rien, tout au plus on observe de très faibles différences sub-millimétriques sur les principales composantes de marée diurnes et/ou semi-diurnes. Cependant, nous avons pu noter qu'il pouvait rester du signal de marée, sur des composantes différentes en fonction de la ligne de base : pour la ligne de base MF1M/EPUR, il reste du signal de marée semi-diurne, alors que pour la ligne de base PLOE/GROI, il reste du signal sur la composante diurne. Ceci montre que le traitement en ligne de base, même en prenant en compte le modèle FES2004 dans le calcul, ne peut s'affranchir des effets locaux de la surcharge océanique. Ces effets locaux sont probablement très importants dans une région comme la Bretagne, qui possède un trait de côté très découpé, de très faible longueur d'onde. Il serait intéressant de mener une étude GPS de la surcharge plus locale que celles que l'on trouve déjà dans la littérature, avec un maillage de stations GPS plus fin, afin de quantifier et de caractériser ces effets locaux. La Bretagne pourrait se prêter à ce type d'étude grâce à une très bonne couverture en stations GPS (réseaux RGP, RENAG, Terria).

4.3 Étude préliminaire de la surcharge océanique au Maroc

Le Maroc se trouve dans une région sujette à des variations de hauteur d'eau significatives (de l'ordre de 2 ou 3 mètres), il est donc probablement sujet à des effets de surcharge océanique non négligeables. Le modèle FES2004 prédit des amplitudes de plusieurs centimètres, avec une zonation globalement NNE-SSW à NS. Ceci montre que les faibles variations de hauteur d'eau en Méditerranée ne participent pas au phénomène de surcharge sur le nord du continent africain. Les amplitudes peuvent atteindre environ 5 cm sur le littoral entre Agadir et Casablanca et 2 cm dans notre zone d'étude (chapitre 6). Les calculs en ligne de base effectués entre les trois stations GPS situées dans la plaine du Saïs et sur le Causse Moyen Atlasique doivent permettre de bien filtrer l'effet de surcharge océanique, puisque les lignes de base sont globalement N-S, comme la zonation de la surcharge. De plus, les effets locaux sont probablement moins importants en raison d'un trait de côte beaucoup moins découpé. On peut raisonnablement penser que l'effet de surcharge océanique pourrait être très bien mesuré dans un calcul en réseau à l'échelle du Maroc, en utilisant les données de l'ANCFCC (Agence Nationale de la Conservation Foncière du Cadastre et de la Cartographie) et une méthodologie similaire à celle qui a pu être utilisée pour la Bretagne.

5. Conclusion générale

Pour répondre aux questions posées, nous nous sommes intéressés à deux sites : la Bretagne Sud et plus particulièrement le site de l'aquifère cristallin fracturé de Ploemeur (Bretagne) d'une part, et la plaine du Saïs dans la région de Meknès au Maroc d'autre part. Ces deux sites sont situés dans des zones relativement stables, à sismicité modérée, dans des régions à fortes marées océaniques, et à l'aplomb d'aquifères de nature très différente. Pour le site breton, nous nous sommes servis de données GPS couvrant une longue période de temps (trois ans et demi) et de données piézométriques acquises de façon continue sur le site. Plusieurs études antérieures ont guidé notre travail (Touchard, 1999 ; Moreau et al. 2006 ; Le Borgne et al, 2006). Nous avons également utilisé, pour l'étude de la prise en compte de la surcharge océanique, des données du RGP (Réseau GPS Permanent) et de l'IGS (International GNSS Service) afin d'effectuer des calculs GPS en réseau. Pour le site marocain, nous avons installé trois stations permanentes GPS sur site en octobre-novembre 2007. Malheureusement, nous avons dû nous restreindre à une étude préliminaire par manque de données GPS et surtout de mesures piézométriques.

Nous avons travaillé sur la séparation et le filtrage des différents processus à l'intérieur d'un signal de déformation. Nous avons montré que le choix du pas d'échantillonnage et de la longueur des séries de données dans le temps étaient des paramètres très importants à prendre en compte en amont de l'étude. Il faut également avoir une idée de la variabilité spatiale de chaque processus : au Maroc, en faisant des lignes de base courtes globalement orientées N-S, il est raisonnable de penser que la surcharge est très bien filtrée étant donnée la zonation N-S de celle-ci sur le Maroc. L'aspect méthodologique et l'aspect "étude des processus" sont intimement liés et doivent être déterminés ensemble : le choix d'une stratégie impose que l'on puisse étudier tel processus et pas tel autre, tout comme l'étude d'un processus impose l'utilisation d'une stratégie bien précise.

Les effets régionaux et locaux de la surcharge océanique en Bretagne, et au sens large du littoral atlantique jusqu'au canal de la Manche, pourraient faire l'objet d'une étude approfondie, avec un réseau de stations plus dense. Le Maroc se trouvant dans une région à fortes variations de hauteur d'eau, au moins sur sa façade atlantique, une étude de la surcharge océanique serait également intéressante à mener.

Enfin, avec une stratégie de calcul assez simple et à l'aide de traitements en courtes lignes de bases, nous avons pu montrer l'existence d'une déformation verticale significative centimétrique et d'une déformation horizontale non négligeable sur le site de Ploemeur. Ces déformations ont pu être reliées à la fois aux variations hydrogéologiques profondes et hydrologiques de surface. La longueur des séries de données (trois ans et demi) et la co-localisation spatiale et temporelle des données GPS et piézométriques sont des atouts qui ont permis de mener une étude poussée. Ces résultats sont très encourageants et justifient la poursuite du projet sur le site marocain, dans un contexte géologique, hydrogéologique et tectonique très différent. Une modélisation hydromécanique de ces systèmes complexes constituerait un dernier axe d'investigation. Enfin, notre étude permet également de valoriser la mesure de la composante verticale et la prise en compte des effets hydrogéologiques dans les études tectoniques plus globales.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

Akrour B., Santerre R. et Geiger A., Comparaison de méthodes de calibrage du centre de phase d'antennes GPS, *Geomatica*, **57**, n°4, 411-417, 2003.

Altamimi Z., Sillard P. et Boucher C., 2002, ITRF2000: a new release of the International Terrestrial Reference Frame for Earth science applications, *Journal of Geophysical Research*, **107**(B10), 2214, doi:10.1029/2001JB000561.

Amelung F., Galloway D.L., Bell J.W., Zebker H.A. et Lacznik, R.J., 1999, Sensing up and downs of Las Vegas: InSAR reveals structural control of land subsidence and aquifer system deformation, *Geology*, **27**, 483-486.

Amraoui F., Razack M. et Bouchaou L., 2004, Comportement d'une source karstique soumise à une sécheresse prolongée : la source Bittit (Maroc), *Comptes-Rendus Géosciences*, **336**, 1099-1109.

Amraoui F., 2005, Contribution à la connaissance des aquifères karstiques : cas du Lias de la plaine du Saïs et du Causse Moyen Atlasique tabulaire (Maroc), thèse de doctorat d'état, Université Hassan II Ain Chock, Faculté des Sciences, Casablanca, Royaume du Maroc, 249 pp.

Arnadóttir Þ., Hreinsdóttir S., Guðmundsson G. B., Einarsson P., Heinert M. et Völksen C., 2001, Crustal deformation measured by GPS in the South Iceland Seismic Zone due to two large earthquakes in June 2000, *Geophysical Research Letters*, **28** (21), 4031-4033.

Amalvict M., Hinderer J., Mäkinen J., Rosat S. et Rogister Y., 2004, Long-term and seasonal gravity changes at the Strasbourg station and their relation to crustal deformation and hydrology, *Journal of Geodynamics*, **38**, 343-353.

Amraoui F., 2005, Contribution à la connaissance des aquifères karstiques : Cas du Lias de la plaine du Saïs et du Causse Moyen Atlasique tabulaire (Maroc), these de doctorat, Université Hassan II Ain Chock, Casablanca.

Anundsen K., 1985, Changes in shore-level and ice-front position in Late Weichsel and

Holocene, southern Norway, *Norsk Geografisk Tidsskrift*, **39**, 205-225.

Argus D.F., Peltier W. R. et Watkins M.M., 1999, Glacial isostatic adjustment using very long baseline interferometry and satellite laser ranging geodesy, *Journal of Geophysical Research*, **104** (B12), 29077– 29094.

B

Biessy G., Dauteuil O., Van Vliet-Lanoë B. et Wayolle A., 2008, Fast and partitioned postglacial rebound of southwestern Iceland, *Tectonics*, **27**, TC3002, doi:10.1029/2007TC002177.

Biessy G., Moreau F., Dauteuil O. et Bour O., Present-day long-term deformation of ground from GPS survey in an intraplate area (French Brittany), soumis à *Journal of Geodynamics*.

Biot M., 1941, General theory of three dimensional consolidation, *J. Appl. Phys.*, **12**, 155-169.

Björk S., Bennike O., Ingolfsson O., Barnekow L. et Penney D., 1994, Lake Boksehandsken's earliest postglacial sediments and their palaeoenvironmental implications, Jameson Land, East Greenland, *Boreas*, **23**, 459-472.

Boehm J., Niell A., Tregoning P. et Schuh H., 2006, Global Mapping Function (GMF) : A new empirical mapping function based on numerical weather model data, *Geophysical Research Letters*, **33**, L07304, doi :10.1029/2005/GL025546.

Boulton G., 1979, Glacial history of the Spitsbergen archipelago and the problems of a Barents Shelf ice sheet, *Boreas*, **8**, 31-57.

Burbey T.J., 2003, Use of time-subsidence data during pumping to characterize specific storage and hydraulic conductivity to semi-confining units, *Journal of Hydrology*, **281**, 3– 22.

Burbey T.J., Warner S.M., Blewitt G., Bell J.W. et Hill E., Three-dimensional deformation and strain induced by municipal pumping, part 1 : Analysis of field data, *Journal of Hydrology*, **319**, 123-142.

C

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Calais E., DeMets C. et Nocquet J.-M., 2003, Evidence for a post-3.16 Ma change in Nubia-Eurasia-North America plate motions?, *Earth and Planetary Sciences Letters*, 216, 81-92.

Collin J.-J., 2004, Les eaux souterraines, Connaissances et gestion, BRGM Editions, 169 pp.

Correia, P., Guide pratique du GPS, Éditions Eyrolles, 2000.

D

Davis J.L. et Mitrovica, J.X., 1996, Glacial isostatic adjustment and the anomalous tide gauge record of eastern North America, *Nature*, 379, 331– 333.

DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F. et Stein S., 1994, Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophysical Research Letters*, 21, 2191-2194.

Demoulin A., 2004, Reconciling geodetic and geological rates of vertical crustal motion in intraplate regions, *Earth and Planetary Science Letters*, 221, 91-101.

Demoulin A., Ducarme B. et Everaerts M., 2007, Seasonal height change influence in GPS and gravimetric campaign data, *Journal of Geodynamics*, 43, 308-319.

Domenico A. et Schwartz F..W, 1998, Physical and Chemical Hydrology, 2nd edn. Wiley, New York.

Duquenne F., Botton S., Peyret F., Bétaille D. et Willis P., GPS – Localisation et navigation par satellites, 2^{ème} édition revue et augmentée, Hermès Science Publications, 2005.

E

Egbert G.D., Bennett A.F. et Foreman M.G.G., 1994, TOPEX/POSEIDON tides estimated using a global inverse model. *Journal of Geophysical Research*, 99 (C12), 24821– 24852.

Egbert G.D. et Erofeeva S., 2002, Efficient modeling of barotropic ocean tides, *Journal of Atmos. Oceanogr. Technology*, 19, 183-204.

Emery K. O. et Aubrey D.G., 1991, Sea Levels, Land Levels, and Tide Gauges, Springer-Verlag.

Essahlaoui A., Bahi L., Sahbi H. et Dirrhami E.S., 1997, Apport de la géophysique à la connaissance du substratum liasique du plateau de Meknès (Bassin de Saïss), *Acte des résumés du colloque des bassins sédimentaires marocains*, Kénitra, Maroc 14, p. 284.

Essahlaoui A., Sahbi H., El-Ouali A. et El-Yamine N., 1999, Contribution de la géophysique à la reconnaissance des aquifères du plateau de Meknès (Bassin de Saïss), Maroc, *Acte des résumés du colloque des bassins sédimentaires marocains*, Oujda 15, pp. 198-199.

Essahlaoui A., Sahbi H., Bahi L. et El-Yamine N., 2001, Reconnaissance de la structure géologique du bassin de Saïss, Maroc, par sondages électriques, *Journal of African Earth Sciences*, 32, n°4, 777-789.

Evelpidou N.N., Analyse spatiale, méthodologique et modélisation : géomorphologie et géoarchéologie du sud biterrois, Thèse, Université de Franche Comté (France), Département de Géographie et d'Archéologie, 2002.

F

Fadil A., Vernant P., McClusky S., Reilinger R., Gomez F., Ben Sari D., Mourabit T., Feigl K. et Barazangi M., 2006, Active tectonics of the western Mediterranean: Geodetic evidence for a rollback of a delaminated subcontinental lithospheric slab beneath the Rif Mountains, Morocco, *Geology*, 34, n°7, 529-532.

Fassi D., 1999, Les formations superficielles du Sais de Fès et de Meknès, *Notes et mémoires du service géologique*, n°389, 527 p.

Farrell W.E., 1972, Deformation of the Earth by surface loads, *Rev. Geophys.*, 10, 761-797.

Fjeldskaar W., Lindholm C., Dehls J.F., et Fjeldskaar I., 2000, Postglacial uplift, neotectonics and seismicity in Fennoscandia, *Quaternary Science Reviews*, 19, 1413-1422.

Freeze R.A. et Cherry J.A., 1979, *Groundwater*, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, NJ, 604 pp.

Frizon de Lamotte D., Leturmy P., Missenard Y., Khomsi S., Ruiz G., Saddiqi O., Guillocheau F. et Michard A., 2009, Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia): An overview, *Tectonophysics*, 475, 9-28.

Fruneau B., Deffontaines B., Rudant J.-P. et Le Parmentier A.-M., 2005, Monitoring vertical deformation due to water pumping in the city of Paris (France) with differential interferometry, *C.R. Géosciences*, 337, 1173-1183.

G

Galloway D.L., Hudnut K.W., Ingebritsen S.E., Phillips S.P., Peltzer G., Rogez F. et Rosen, P.A., 1998, Detection of aquifer system compaction and land subsidence using interferometric synthetic aperture radar, Antelope Valley, Mojave Desert, California, *Water Resources Research*, 34, 2573–2585.

H

Herring T.A., King R.W. et McClusky S.C., 2006a, GAMIT Reference Manual, GPS Analysis at MIT, Release 10.3.

Herring T.A., King R.W. et McClusky S.C., 2006b, GLOBK Reference Manual, Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program, Release 10.3.

Hoffmann J., Zebker H. A., Galloway D.L. et Amelung F., 2001, Seasonal Subsidence and Rebound in Las Vegas Valley, Nevada, observed by Synthetic Aperture Radar Interferometry, *Water Resources Research*, 37(6), 1551–1566.

Hofton M.A. et Foulger G.R., 1996, Postrifting anelastic déformation around the spreading plate boundary, North Iceland, 1. Modeling of the 1987-1992 deformation field using a viscoelastic Earth structure, *Journal of Geophysical Research*, 101, B11, 25403-25421.

Hollenstein C., Müller M.D., Geiger A. et Kahle H.-G., 2008, Crustal motion and deformation in Greece from a decade of GPS measurements, 1993-2003, *Tectonophysics*, 449, 17-40.

Hurn J., GPS – A guide for the next utility, Trimble Navigation, 1989.

I

Ikehara M.E., 1994, Global Positioning System surveying to monitor land subsidence in Sacramento Valley, CA, USA, *Hydrological Sciences Journal*, 39, 417–429.

Ingolfsson O., Norddahl H., et Hafliðason H., 1995, Rapid isostatic rebound in southwestern Iceland at the end of the last glaciation, *Boreas*, 24, 245-259.

J

Jonsson S., Alves M.M. et Sigmundsson F., 1999, Low rates of deformation of the Furnas and Fogo Volcanoes, Sao Miguel, Azores, observed with the Global Positioning System, 1993–1997, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 92, 83–94.

K

Kahle H.-G., Straub C., Reilinger R., McClusky S., King R., Hurst K., Veis G., Kastens K., Cross P., 1998, The strain rate field in eastern Mediterranean region, estimated by repeated GPS measurements, *Tectonophysics*, 294, 237-252.

Khan S.A. et Scherneck H.S., 2003, The M2 ocean tide loading wave in Alaska: vertical and horizontal displacements, modelled and observed, *Journal of Geodesy*, 77, 111-127.

Kjemperud A., 1986, Late Weichselian and Holocene shoreline displacement in the Trondheimsfjord area, central Norway, *Boreas*, 15, 61-82.

L

Lambeck C.,S. et Ekman M., 1998, Tests of glacial rebound models for Fenno-Scandinavia based on instrumented sea- and lake-level records, *Geophysical Journal International*, 135, 375–387.

Larsen C.F., Motyka R.J., Freymuekke J.F., Echelmeyer K.A. et Ivins E.R., 2004, Rapid uplift of southern Alaska caused by recent ice loss, *Geophysics Journal International*, 158, 1118-1133.

Le Borgne T., Bour O., Paillet F.L. et Caudal J.-P., 2006, Assessment of preferential flow path connectivity and hydraulic properties at

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

single-borehole and cross-borehole scales in a fractured aquifer, *Journal of Hydrology*, 328, 347-359.

Le Breton E., Dauteuil O. et Biessy G., Post-glacial rebound of Iceland during the Holocene, *Journal of the Geological Society, London*, sous presse.

Le Corre C., Auvray B., Ballèvre M. et Robardet M., 1991, Le Massif Armoricaire, *Sci. Géol. Bull.*, 44, 1-2, 31-103.

Lefèvre F., 2000, Modélisation des marées océaniques à l'échelle globale : assimilation de données in situ et altimétriques, thèse de doctorat, Université de Toulouse III, 281 pages.

Lefèvre F., Lyard F.H., Le Provost C. et Schrama E.J.O., 2002, FES99: A global tide finite element solutions assimilating tide gauge and altimetric information, *J. Atmos. Ocean Technol.*, 19 (9), 1345–1356

Le Provost C., Genco M.L., Lyard F., Vincent P. et Canceil P., 1994, Spectroscopy of the world ocean tides from a finite-element hydrodynamic model, *Journal of Geophysical Research*, 99 (C12), 24777–24797

Llubes M., Florsch N., Amalvict M., Hinderer J., Lalancette M.-F., Orseau D. et Simon B., 2001, Observations gravimétriques des surcharges océaniques : premières expériences en Bretagne, *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 332, 77-82.

Llubes M., Florsch N., Hinderer J., Longuevergne L. et Amalvict M., 2004, Local hydrology, the Global Geodynamics Project and CHAMP/GRACE perspective: some case studies, *Journal of Geodynamics*, 38, 355-374.

Llubes M., Florsch N., Boy J.-P., Amalvict M., Bonnefond P., Bouin M.-N., Durand S., Esnault M.-F., Exertier P., Hinderer J., Lalancette M.-F., Masson F., Morel L., Nicolas J. et Wöppelmann G., 2008, Multi-technique monitoring of ocean tide loading in northern France, *C.R. Géosciences*, 340, 379-389.

Lundin E. et Doré A.G., 2002, Mid-Cenozoic post-brakup deformation in the passive margins bordering the Norwegian-Greenland seas, *Mar. Pet. Geol.*, 19, 79-93.

Lyard F., Lefevre F., Letellier T. et Francis O., 2006, Modeling the global ocean tides: modern

insights from FES2004, *Ocean Dyn.*, 56, 394-415.

Lysaker D.I., Breili K. et Pettersen B.R., 2008, The gravitational effect of ocean tide loading at high latitude coastal stations in Norway, *Journal of Geodesy*, 82, 569-583.

M

Matsumoto K., Takanezawa T. et Ooe M., 2000, Ocean tide models developed by assimilating TOPEX/Poseidon altimeter data into hydrodynamical model: A global model and a regional model around Japan, *Journal of Oceanography*, 56, 567-581.

Mazabraud Y., 2004, Déformation active d'une région intraplaque à déformation lente : le cas de la France – Sismicité et modélisations thermomécaniques 2D et 3D, thèse de doctorat, Université de Nice Sophia-Antipolis, 220 pp.

Mazabraud Y., Béthoux N., Guilbert J. et Bellier O., 2005, Evidence for short-scale stress field variations within intraplate central-western France, *Geophysical Journal International*, 160, 161-178.

McCarthy D.D., 1996, IERS Conventions, *IERS Technical Note*, n°21, Obs. Paris, 95 pp.

McCarthy D.D. et Petit G., 2004, IERS Conventions (2003), *IERS Technical Note 32*, Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie, Frankfurt.

Melachroinos S., Biancale R., Llubes M., Perosanz F., Lyard F., Vergnolle M., Bouin M.-N., Masson F., Nicolas J., Morel L., et Durand S., 2007, Ocean tide loading (OTL) displacements from global and local grids: comparisons to GPS estimates over the shelf of Brittany, France, *Journal of Geodesy*, DOI 10.1007/s00190-007-0185-6.

Moreau F., Dauteuil O., Bour O. et Gavrilenco O., 2006, GPS measurements of ground deformation induced by water level variations into a granitic aquifer (French Brittany), *Terra Nova*, 18, 50-54.

Morel L. et Durand S., Module de formation GPS, CNAM – Ecole Supérieure des Géomètres Experts, Le Mans, décembre 2006.

N

Nocquet J.-M., Calais E. et Paersons B., 2005, Geodetic constraints on glacial isostatic adjustment in Europe, *Geophysical Research Letters*, 32, L06308, doi:10.129/2004GL022174.

P

Pagiatakis S., 1990, The response of a realistic Earth to ocean tides loading, *Geophysical Journal International*, 103, 541-560.

Palano M., Puglisi G. et Gresta S., 2008, Ground deformation patterns at Mt. Etna from 1993 to 2000 from joint use of InSAR and GPS techniques, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 169, 99-120.

Park K.-D., Nerem R.S., Davis J.L., Schenewerk M.S., Milne G.A. et Mitrovica J.X., 2002, Investigation of glacial isostatic adjustment in the northeast U.S. using GPS measurements, *Geophysical Research Letters*, 29 (11), 1509, doi:10.1029/2001GL013782.

Peltier, W.R., 1986, Deglaciation induced vertical motion of the North American continent and transient lower mantle rheology, *Journal of Geophysical Research*, 91 (B9), 9099-9123.

Peltier W.R., 1995, VLBI baseline variations from the ICE-4G model of post-glacial rebound, *Geophysical Research Letters*, 22(4), 465-468.

Penna N.T., Bos M.S., Baker T.F. et Scherneck H.-G., 2008, Assessing the accuracy of predicted ocean tide loading displacement values, *Journal of Geodesy*, DOI 10.1007/s00190-008-0220-2.

Perrot J., Arroucau P., Guilbert J., Deverchère J., Mazabraud Y., Rolet J., Mocquet A., Mousseau M., et Matias L., 2005, Analysis of the Mw 4.3 Lorient earthquake sequence: A multidisciplinary approach to the geodynamics of the Armorican Massif, westernmost France, *Geophysical Journal International*, 162, 935-960, doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02706.x, 2005.

Phien-wej N., Giao P.H. et Nutalaya P., 2006, Land subsidence in Bangkok, Thailand, *Engineering Geology*, 82, 187-201.

Poland J.F. et Davis, G.H. 1969. Land subsidence due to withdrawal of fluids, *Rev. Eng. Geol., Geol. Soc. Am.*, 2, 817-829.

Poland J.F., 1972, Subsidence and its control. In: Underground Waste Management and Environmental Implications, *American Association of Petrology and Geology*, Mem. No. 18, pp. 50-71.

R

Ramillien G., Frappart F., Cazenave A. et Güntner A., 2005, Time variations of land water storage from an inversion of 2 years of Grace geoids, *Earth and Planetary Science Letters*, 235, 283-301.

Ray R.D., 1999, A global ocean tide model from TOPEX/Poseidon altimeter: GOT99.2, *NASA Tech. Memo.*, TM-209478, 58 p.

Revault d'Allones M., 2005, La marée océanique, Ed. Vuibert, Société Géologique de France.

Rice J.R. et Cleary M.P., 1976, Some basics stress diffusion solutions for fluid-saturated elastic porous media with compressible constituents, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 14, n°2, 227-241.

S

Sébrier M., Siame L., Zouine E.M., Winter T., Missenard Y., Leturmy P., 2006, Active tectonics in the Moroccan High Atlas, *Comptes Rendus Géosciences*, 338, 65-79.

Scherneck H.S., Johansson J.M., Vermeer M., Davis J.L., Milne G.A., et Mitrovica J.X., 2001, BIFROST project: 3-D crustal deformation rates derived from GPS confirm postglacial rebound in Fennoscandia, *Earth Planets Space*, 53, 703-708.

Schmidt R., Schwintzer P., Flechtner F., Reigber C., Güntner A., Döll P., Ramillien G., Cazenave A., Petrovic S., Jochmann H., Wunsch, 2006, GRACE observations of changes in continental water Storage, *Global and Planetary Change*, 50, 112-126.

Schwiderski E.W., 1980, On charting global ocean tides, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 18(1), 243-268.

Sheth H.C., 1999, Flood basalts and large igneous provinces from deep mantle plus : fact, fiction, and fallacy, *Tectonophysics*, 311, 1-29.

Sigmundsson, F., Tryggvason, E., Alves, M.M., Alves, J.L., Pálsson, K. et Ólafsson, H., 1995, Slow inflation of the Furnas Volcano, Sao Miguel, Azores, suggested from initial levelling and Global Positioning System measurements, *Geophysical Research Letters*, 22, 1681–1684.

Sjöberg L., Pan M., Erlingsson S., Asenjo E. et Árnason K., 2004, Land uplift near Vatnajökull, Iceland, as observed by GPS in 1992, 1996, and 1999, *Geophysics Journal International*, 159, 943-948.

Sneed M., Ikehara M.E., Galloway D.L., et Amelung F., 2001, Detection and measurement of land subsidence using global positioning system and interferometric synthetic aperture radar, Coachella Valley, California, 1996–98, *US Geological Survey Water-Resources Investigations Report*, 01-4193, p. 26.

Stewart I.S., Sauber J. et Rose J., 2000, Glacio-seismotectonics : ice sheets, crustal deformation and seismicity, *Quaternary Science Reviews*, 19, p. 1367-1389.

Stich D., Serpelloni E., Mancilla F.d.L et Morales, 2006, Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations, *Tectonophysics*, 426, 295-317.

T

Talwani P. et Rajendran K., 1991, Some seismological and geometric features of intraplate earthquakes, *Tectonophysics*, 186, 19-41.

Touchard F., 1999, Caractérisation hydrogéologique d'un aquifère en socle fracturé : Site de Ploemeur, Morbihan, thèse de doctorat, Mémoires de Géosciences Rennes, n°87, 271 pp., Géosciences Rennes, Rennes, France.

Turcotte D.L. et Schubert G., 2002, Geodynamics, seconde édition, Cambridge University Press, 456 p.

Tushingham A.M. et Peltier W.R., 1991, ICE-3G: A new global model of late Pleistocene deglaciation based upon geophysical predictions of post-glacial relative sea-level change, *Journal of Geophysical Research*, 96(B3), 4497-4523.

V

Van Dam T.M. et Wahr J., 1987, Displacements of the Earth's surface due to atmospheric loading: effects on gravity and baseline measurements, *Journal of Geophysical Research*, 92(B2), 1281-1286.

Van Dam T.M. et Wahr J., 1998, Modeling environment loading effects: a review, *Phys. Chem. Earth*, 23(9-10), 1077-1087.

Van Dam T., Wahr J., Milly P.C.D., Shmakin A.B., Blewitt G., Lavallée D. et Larson K.M., 2001, Continental displacements due to continental water loading, *Geophysical Research Letters*, 28, n°4, 651-654.

Vergnolle M., Bouin M.-B., Morel L., Masson F., Durand S., Nicolas J., et Melachroinos S., 2008, GPS estimates of ocean tide loading in NW-France : Determination of ocean tide loading constituents and comparison with a recent ocean tide model, *Geophysical Journal International*, 173 (2), 444-458.

Vey S., Calais E., Llubes M., Florsch N., Woppelmann G., Hinderer J., Amalvict M., Lalancette M.-F., Simon B., Duquenne F., Haase J.S., 2002, GPS measurements of ocean loading and its impact on zenith tropospheric delay estimates: a case study in Brittany, Franc., *Journal of Geodesy*, 76, 419–427.

W

Wahr J., 1981, The forced nutations of an elliptical, rotating, elastic and oceanless Earth, *Geophysical Journal of the Royal Astronomy Society*, 64, 677-703.

Wahr J., 1995, Earth Tides, Global Earth Physics, A Handbook of Physical Constants, AGU Reference Shelf, 1, pp. 40-46.

Watson K.M., Bock Y. et Sandwell D.T., 2002, Satellite interferometric observations of displacements associated with seasonal groundwater in the Los Angeles basin, *Journal of Geophysical Research*, 107, B4, DOI: 10.1029/2001JB00470

Watts A.B., 2001, Isostasy and Flexure of the Lithosphere, Cambridge University Press, 458 p.

Wilson A.M. et Gorelick S., 1996, The effects of pulsed pumping on land subsidence in the

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Santa Clara Valley, California, *Journal of Hydrology*, 174, 375-396.

X

Xie X. et Heller P.L., 2009, Plate tectonics and basin subsidence history, *Geological Society of America Bulletin*, 121, 55-64.

Y

Yeh T.-K., Huang C. et Xu G., 2008, GPS height and gravity variations due to oceans

tidal loading around Taiwan, *Surv. Geophys.*, 29, 37-50.

Yuan L.G., Ding X.L., Zhong P., Chen W. et Huand D.F., 2009, Estimates of ocean tide loading displacements and its impact on position time series in Hong Kong using a dense continuous GPS network, *Journal of Geodesy*, DOI 10.1007/s00190-009-0319-0.

Yun H.S., Lee D.H et Song D.S., 2007, Determination of vertical displacements over the coastal area of Korea due to the ocean tide loading using GPS observations, *Journal of Geodynamics*, 43, 428-541.

Sites internet

<http://www.seismo.ethz.ch/GSHAP/index.html>

<http://www.legos.obs-mip.fr/>

<http://bowie.gsfc.nasa.gov/hw95/data/doodsehw.dat>

http://www.aiub.unibe.ch/content/services/earth_tides/index_eng.html

<http://www.argiles.fr>

http://www-dase cea.fr/public/dossiers_thematiques/atmosphere-ionosphere_-_perturbations_et_couplages/description.html

<http://www.aviso.oceanobs.com/fr/missions/missions-passees/topexposeidon/index.html>
<http://www.aviso.oceanobs.com/fr/missions/missions-passees/ers-1/index.html>

http://en.wikipedia.org/wiki/Earth_tide

http://fr.wikipedia.org/wiki/NAVSTAR_GPS
http://fr.wikipedia.org/wiki/GPS_différentiel_-_DGPS
<http://fr.wikipedia.org/wiki/Dispersion>

<http://igscb.jpl.nasa.gov/components/prods.html>

http://www.scg.ulaval.ca/gps-rs/fr/Cours/SurvolGPS/introduction_GPS.htm

<http://www.cnes.fr/web/CNES-fr/860-galileo.php>

<http://www.geologie.ens.fr/~vigny/articles/gps-f.html>

http://mayerwin.free.fr/gnss_utilisateur.html

<http://www.oso.chalmers.se/~loading/>

<http://www-gpsg.mit.edu/~simon/gtgk/>

<http://rgp.ign.fr/>

<http://igscb.jpl.nasa.gov/>

<http://webrenag.unice.fr>

ANNEXES

ANNEXES

Annexe 1 : Calculs de la force génératrice et du potentiel de marée

Calcul de la force génératrice

D'après les lois de la mécanique newtonienne, une particule P_1 de masse m_1 exerce sur une particule P_2 de masse m_2 une force d'attraction :

$$\vec{F}_{1 \rightarrow 2} = -G m_1 m_2 \frac{\vec{P_1 P_2}}{P_1 P_2^3}$$

avec $G = g \frac{R_T^2}{M_T} = 6,667.10^{-24} s^{-2}$ la constante de la gravitation universelle, g la constante de gravitation terrestre, R_T le rayon terrestre et M_T la masse de la Terre. On peut écrire le module de l'attraction exercée par un astre A de masse M_A sur une particule P de masse m située à la surface de la Terre :

$$f_P = \|\vec{f}_P\| = G \frac{m M_A}{R^2} = m g \frac{M_A}{M_T} \frac{R_T^2}{R^2}$$

ainsi que le module de l'attraction exercée par ce même astre sur la même particule situé cette fois au centre O de la Terre (Figure 111) :

$$f_O = \|\vec{f}_O\| = G \frac{m M_A}{r^2} = m g \frac{M_A}{M_T} \frac{R_T^2}{r^2}$$

avec r la distance entre le centre de la Terre et l'astre (OA sur la Figure 111). La force génératrice de marée est la différence vectorielle entre \vec{f}_P et \vec{f}_O .

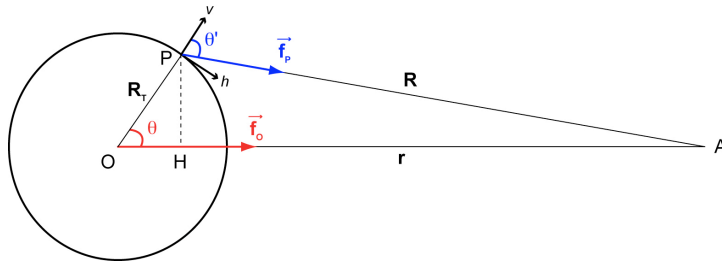


Figure 111 : Directions des attractions des forces gravitationnelles d'un astre A sur une particule terrestre (à la surface ou au centre de la Terre) pour la définition de la force génératrice de marée. θ est la distance zénithale géocentrique de l'astre.

Dans le système (Pvh), les composantes de la force génératrice de marée peuvent s'écrire en fonction de la distance zénithale géocentrique de l'astre θ et en fonction de l'angle θ' :

$$\begin{cases} f_{Oh} = m g \frac{M_A}{M_T} \frac{R_T^2}{r^2} \sin(\theta) \\ f_{Ov} = m g \frac{M_A}{M_T} \frac{R_T^2}{r^2} \cos(\theta) \end{cases} \quad \text{et} \quad \begin{cases} f_{Ph} = m g \frac{M_A}{M_T} \frac{R_T^2}{R^2} \sin(\theta') \\ f_{Pv} = m g \frac{M_A}{M_T} \frac{R_T^2}{R^2} \cos(\theta') \end{cases}$$

Nous voulons éliminer θ' . Pour cela, on se place dans le triangle APO (Figure 112).

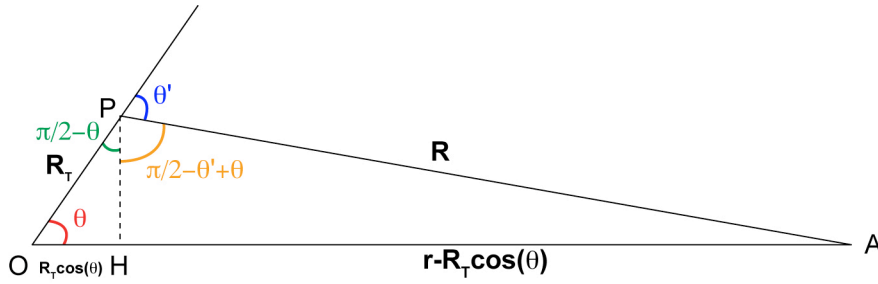


Figure 112 : Détail des angles dans le triangle APO.

On peut écrire :

$$PH = R_T \sin(\theta)$$

$$OH = R_T \cos(\theta)$$

$$AH = r - R_T \cos(\theta)$$

ainsi que d'une part : (1)

$$\cos\left(\frac{\pi}{2} - \theta' + \theta\right) = \frac{PH}{PA} = \frac{R_T \sin(\theta)}{R}$$

$$\Leftrightarrow \sin(\theta' - \theta) = \frac{R_T \sin(\theta)}{R}$$

$$\Leftrightarrow \sin(\theta') \cos(\theta) - \cos(\theta') \sin(\theta) = \frac{R_T \sin(\theta)}{R}$$

et d'autre part : (2)

$$\sin\left(\frac{\pi}{2} - \theta' + \theta\right) = \frac{AH}{AP} = \frac{r - R_T \cos(\theta)}{R}$$

$$\Leftrightarrow \cos(\theta' - \theta) = \frac{r - R_T \cos(\theta)}{R}$$

$$\Leftrightarrow \cos(\theta') \cos(\theta) + \sin(\theta') \sin(\theta) = \frac{r - R_T \cos(\theta)}{R}$$

En faisant deux combinaisons linéaires des équations (1) et (2), on obtient :

$$\begin{cases} \sin(\theta') = \frac{r \sin(\theta)}{R} \\ \cos(\theta') = \frac{r \cos(\theta) - R_T}{R} \end{cases}$$

On peut donc réécrire les composantes de la force d'attraction sur la particule P :

$$\begin{cases} f_{ph} = mg \frac{M_A}{M_T} \frac{R_T^2}{R^3} r \sin(\theta) \\ f_{pv} = mg \frac{M_A}{M_T} \frac{R_T^2}{R^3} (r \cos(\theta) - R_T) \end{cases}$$

Toujours dans ce triangle APO, on peut écrire :

$$\vec{PA} = \vec{PO} + \vec{OA}$$

$$\Rightarrow PA^2 = PO^2 + OA^2 + 2\vec{PO} \cdot \vec{OA}$$

$$\Rightarrow R^2 = R_T^2 + r^2 - 2R_T r \cos(\theta)$$

$$\Rightarrow R^2 = r^2 \left(1 - 2 \frac{R_T}{r} \cos(\theta) + \frac{R_T^2}{r^2} \right)$$

$$\Rightarrow R^{-3} = r^{-3} \left(1 - 2 \frac{R_T}{r} \cos(\theta) + \frac{R_T^2}{r^2} \right)^{-\frac{3}{2}}$$

or $\frac{R_T}{r} \ll 1$ (ce rapport est égal à environ 1/60 pour le système Terre-Lune et environ 1/23460 pour le système Terre-Soleil), donc on peut faire un développement limité au premier ordre :

$$R^{-3} = r^{-3} \left(1 + 3 \frac{R_T}{r} \cos(\theta) \right)$$

La force génératrice de la marée est la différence vectorielle $\vec{f}_g = \vec{f}_P - \vec{f}_O$. Calculons les deux composantes de cette force génératrice :

$$\begin{aligned} f_{gh} &= f_{Ph} - f_{Oh} \\ \Leftrightarrow f_{gh} &= mg \frac{M_A}{m_T} R_T^2 \left(\frac{1}{R^3} r \sin(\theta) - \frac{1}{r^2} \sin(\theta) \right) \\ \Leftrightarrow f_{gh} &= mg \frac{M_A}{m_T} \frac{R_T^2}{r^2} \left(\sin(\theta) \left(1 + 3 \frac{R_T}{r} \cos(\theta) \right) - \sin(\theta) \right) \\ \Leftrightarrow f_{gh} &= mg \frac{M_A}{m_T} \frac{R_T^2}{r^2} \left(3 \frac{R_T}{r} \cos(\theta) \sin(\theta) \right) \\ \Leftrightarrow f_{gh} &= \frac{3}{2} mg \frac{M_A}{m_T} \frac{R_T^3}{r^3} \sin(2\theta) \end{aligned}$$

et

$$\begin{aligned} f_{gv} &= f_{Pv} - f_{Ov} \\ \Leftrightarrow f_{gv} &= mg \frac{M_A}{m_T} R_T^2 \left(\frac{1}{R^3} (r \cos(\theta) - R_T) - \frac{1}{r^2} \cos(\theta) \right) \\ \Leftrightarrow f_{gv} &= mg \frac{M_A}{m_T} R_T^2 \left(\frac{1}{r^3} \left(1 + 3 \frac{R_T}{r} \cos(\theta) \right) (r \cos(\theta) - R_T) - \frac{1}{r^2} \cos(\theta) \right) \\ \Leftrightarrow f_{gv} &= mg \frac{M_A}{m_T} R_T^2 \left(\frac{1}{r^2} \cos(\theta) - \frac{R_T}{r^3} + 3 \frac{R_T \cos^2(\theta)}{r^3} - 3 \frac{R_T^4}{r^4} \cos(\theta) - \frac{1}{r^2} \cos(\theta) \right) \\ \Leftrightarrow f_{gv} &= mg \frac{M_A}{m_T} \frac{R_T^3}{r^3} (-1 + 3 \cos^2(\theta)) \quad \text{car } R_T^4 \ll r^4 \\ \Leftrightarrow f_{gv} &= 3mg \frac{M_A}{m_T} \frac{R_T^3}{r^3} \left(\cos^2(\theta) - \frac{1}{3} \right) \end{aligned}$$

A l'aide de ces deux composantes, on peut calculer le module de la force génératrice :

$$\begin{aligned} \|\vec{f}_g\| &= \sqrt{f_{gh}^2 + f_{gv}^2} = mg \frac{M_A}{m_T} \frac{R_T^3}{r^3} \sqrt{\left(\frac{3}{2} \sin(2\theta) \right)^2 + (3 \cos^2(\theta) - 1)^2} \\ \Leftrightarrow \|\vec{f}_g\| &= mg \frac{M_A}{m_T} \frac{R_T^3}{r^3} \sqrt{\frac{9}{4} \sin^2(2\theta) + 9 \cos^4(\theta) - 6 \cos^2(\theta) + 1} \\ \Leftrightarrow \|\vec{f}_g\| &= mg \frac{M_A}{m_T} \frac{R_T^3}{r^3} \sqrt{9 \sin^2(\theta) \cos^2(\theta) + 9 \cos^4(\theta) - 6 \cos^2(\theta) + 1} \\ \Leftrightarrow \|\vec{f}_g\| &= mg \frac{M_A}{m_T} \frac{R_T^3}{r^3} \sqrt{9(1 - \cos^2(\theta)) \cos^2(\theta) + 9 \cos^4(\theta) - 6 \cos^2(\theta) + 1} \end{aligned}$$

$$\Leftrightarrow \|\vec{f}_g\| = mg \frac{M_A}{M_T} \frac{R_T^3}{r^3} \sqrt{9\cos^2(\theta) - 9\cos^4(\theta) + 9\cos^4(\theta) - 6\cos^2(\theta) + 1}$$

$$\Leftrightarrow \|\vec{f}_g\| = mg \frac{M_A}{M_T} \frac{R_T^3}{r^3} \sqrt{3\cos^2(\theta) + 1}$$

Calcul du potentiel de marée

On rappelle que :

$$\begin{cases} f_{gh} = \frac{3}{2} mg \frac{M_A}{M_T} \frac{R_T^3}{r^3} \sin(2\theta) \\ f_{gv} = 3mg \frac{M_A}{M_T} \frac{R_T^3}{r^3} \left(\cos^2(\theta) - \frac{1}{3} \right) \end{cases}$$

Une force dérive d'un potentiel si l'on peut écrire :

$$\vec{F} = \vec{\nabla}\Omega$$

avec $\vec{\nabla}$ l'opérateur gradient qui s'exprime en coordonnées cartésiennes :

$$\vec{\nabla} = \frac{\partial}{\partial x} \vec{u}_x + \frac{\partial}{\partial y} \vec{u}_y + \frac{\partial}{\partial z} \vec{u}_z$$

et en coordonnées sphériques :

$$\vec{\nabla} = \frac{\partial}{\partial r} \vec{u}_r + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial \theta} \vec{u}_\theta + \frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \varphi} \vec{u}_\varphi$$

et Ω une fonction scalaire appelée potentiel. Le potentiel, défini à une constante près, représente le travail effectué par une force pour déplacer une particule de masse unitaire d'un point vers un autre, indépendamment du chemin suivi. Il faut que nous ayons :

$$\begin{cases} f_{gh} = \frac{1}{R_T} \frac{\partial \Omega}{\partial \theta} \\ f_{gv} = \frac{\partial \Omega}{\partial R_T} \end{cases}$$

d'où l'expression du potentiel de marée, à une constante près :

$$\Omega = \frac{3}{2} mg \frac{M_A}{M_T} \frac{R_T^4}{r^3} \left(\cos^2(\theta) - \frac{1}{3} \right)$$

On peut écrire le potentiel générateur en fonction des coordonnées horaires de l'astre perturbateur, δ sa déclinaison et AH son angle horaire, et en fonction de ϕ la latitude de la particule considérée (Figure 113), en écrivant la relation fondamentale de la trigonométrie sphérique :

$$\cos(\theta) = \sin(\phi) \sin(\delta) + \cos(\phi) \cos(\delta) \cos(AH)$$

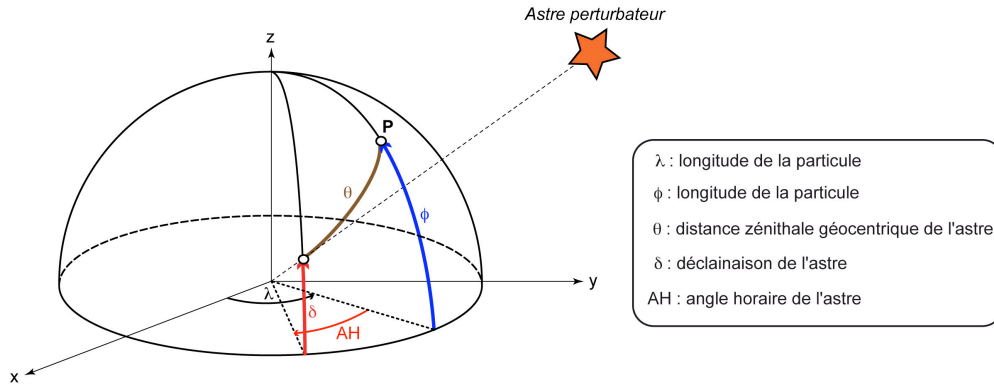


Figure 113 : Coordonnées horaires de l'astre perturbateur.

En remplaçant, on obtient :

$$\begin{aligned}
 \cos^2(\theta) - \frac{1}{3} &= (\sin(\phi)\sin(\delta) + \cos(\phi)\cos(\delta)\cos(AH))^2 - \frac{1}{3} \\
 \Leftrightarrow \cos^2(\theta) - \frac{1}{3} &= \sin^2(\phi)\sin^2(\delta) + 2\sin(\phi)\sin(\delta)\cos(\phi)\cos(\delta)\cos(AH) + \cos^2(\phi)\cos^2(\delta)\cos^2(AH) - \frac{1}{3} \\
 \Leftrightarrow \cos^2(\theta) - \frac{1}{3} &= \sin^2(\phi)\sin^2(\delta) + 2\frac{\sin(2\phi)}{2}\frac{\sin(2\delta)}{2}\cos(AH) + \cos^2(\phi)\cos^2(\delta)\frac{1+\cos(2AH)}{2} - \frac{1}{3} \\
 \Leftrightarrow \cos^2(\theta) - \frac{1}{3} &= \left[\sin^2(\phi)\sin^2(\delta) + \frac{1}{2}\sin(2\phi)\sin(2\delta)\cos(AH) + \frac{1}{2}\cos^2(\phi)\cos^2(\delta) \right. \\
 &\quad \left. + \frac{1}{2}\cos^2(\phi)\cos^2(\delta)\cos(2AH) - \frac{1}{3} \right] \\
 \Leftrightarrow \cos^2(\theta) - \frac{1}{3} &= \left[\sin^2(\phi)\sin^2(\delta) + \frac{1}{2}\sin(2\phi)\sin(2\delta)\cos(AH) + \frac{1}{2}(1-\sin^2(\phi))(1-\sin^2(\delta)) \right. \\
 &\quad \left. + \frac{1}{2}\cos^2(\phi)\cos^2(\delta)\cos(2AH) - \frac{1}{3} \right] \\
 \Leftrightarrow \cos^2(\theta) - \frac{1}{3} &= \left[\sin^2(\phi)\sin^2(\delta) + \frac{1}{2}\sin(2\phi)\sin(2\delta)\cos(AH) + \frac{1}{2} - \frac{1}{2}\sin^2(\phi) - \frac{1}{2}\sin^2(\delta) \right. \\
 &\quad \left. + \frac{1}{2}\sin^2(\phi)\sin^2(\delta) + \frac{1}{2}\cos^2(\phi)\cos^2(\delta)\cos(2AH) - \frac{1}{3} \right] \\
 \Leftrightarrow \cos^2(\theta) - \frac{1}{3} &= \left[\frac{3}{2}\sin^2(\phi)\sin^2(\delta) - \frac{1}{2}\sin^2(\phi) - \frac{1}{2}\sin^2(\delta) + \frac{1}{6} + \frac{1}{2}\sin(2\phi)\sin(2\delta)\cos(AH) \right. \\
 &\quad \left. + \frac{1}{2}\cos^2(\phi)\cos^2(\delta)\cos(2AH) \right] \\
 \Leftrightarrow \cos^2(\theta) - \frac{1}{3} &= \frac{1}{2} \left[3\sin^2(\phi)\sin^2(\delta) - \sin^2(\phi) - \sin^2(\delta) \right. \\
 &\quad \left. + \frac{1}{3} + \sin(2\phi)\sin(2\delta)\cos(AH) \right. \\
 &\quad \left. + \cos^2(\phi)\cos^2(\delta)\cos(2AH) \right]
 \end{aligned}$$

$$\Leftrightarrow \cos^2(\theta) - \frac{1}{3} = \frac{1}{2} \left[\begin{aligned} &\frac{1}{3}(3\sin^2(\phi) - 1)(3\sin^2(\delta) - 1) \\ &+ \sin(2\phi)\sin(2\delta)\cos(AH) \\ &+ \cos^2(\phi)\cos^2(\delta)\cos(2AH) \end{aligned} \right]$$

et donc on peut écrire finalement le potentiel de marée :

$$\Omega = \frac{3}{4} mg \frac{M_A}{M_T} \frac{R_T^4}{r^3} \left[\begin{aligned} &\cos^2(\phi)\cos^2(\delta)\cos(2AH) \\ &+ \sin(2\phi)\sin(2\delta)\cos(AH) \\ &+ \frac{1}{3}(3\sin^2(\phi) - 1)(3\sin^2(\delta) - 1) \end{aligned} \right]$$

(modifié d'après Lefèvre, 2000 et Revault d'Allonnes, 2005)

Annexe 2 : Analyse fréquentielle de Fourier

Une fois les séries temporelles de déformation obtenues, nous avons étudié leurs contenus fréquentiels afin d'extraire les processus de déformation présents dans le signal en fonction de leurs périodicités. Dans cet objectif, des spectres de Fourier des séries temporelles ont été calculés. La transformée de Fourier permet la recherche de composantes périodiques dans un signal. Nous faisons dans cette annexe un rapide rappel sur la transformée de Fourier.

Un signal périodique quelconque se décompose en une somme de signaux sinusoïdaux. La fonction périodique $x : t \rightarrow x(t)$, définie sur l'intervalle $[t_1, t_1 + T]$ peut être exprimée comme une série de fonction :

$$x(t) = \sum_{n=-\infty}^{+\infty} X_n e^{-j2\pi \frac{n}{T} t}$$

L'ensemble des fonctions $\left\{ \psi_n; \psi_n(t) = e^{j2\pi \frac{n}{T} t} \right\}$ constitue une base de l'espace vectoriel contenant la fonction x et les coefficients X_n constituent les projections de la fonction x sur cette base. On obtient pour le calcul de ces coefficients :

$$X_n = \frac{1}{T} \int_{t_1}^{t_1+T} x(t) e^{-j2\pi \frac{n}{T} t} dt$$

Le spectre fréquentiel est donné par $\left\{ \left(f_n = \frac{n}{T} \text{ avec } n = 0, 1, 2, \dots; X_n \right) \right\}$ soit les amplitudes associées aux différentes fréquences. Ce spectre est une manière de représenter un signal périodique.

Cela reste valable dans le cas d'un signal non périodique d'énergie finie, grâce à la transformée de Fourier. On définit :

$$X(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) e^{-j2\pi f t} dt$$

comme la transformée de Fourier de la fonction $x : t \rightarrow x(t)$. Généralement, la transformée de Fourier produit une fonction à valeurs complexes. On peut ainsi obtenir deux informations : le spectre d'amplitude $\{(f, |X(f)|)\}$ et le spectre de phase $\{(f, \arg(X(f)))\}$.

Il est parfois difficile d'identifier les composantes fréquentielles dans un signal. Dans l'exemple de la Figure 114, le signal est bruité, il est difficile de déterminer d'éventuelles périodicités. Le calcul du spectre de Fourier permet de les faire ressortir (Figure 114b).

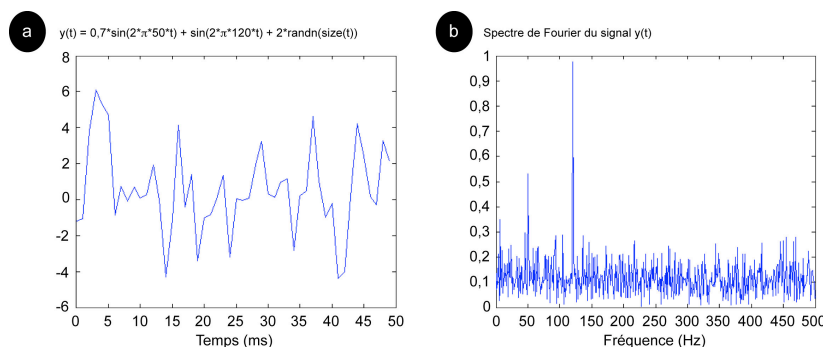


Figure 114 : a) Signal contenant une sinusoïde de fréquence 50 Hz d'amplitude 0,7 et une sinusoïde de fréquence 120 d'amplitude 1, bruité à l'aide d'un bruit aléatoire à moyenne nulle : il est difficile d'identifier les principales composantes fréquentielles du signal ; b) Spectre de Fourier de ce signal dans le domaine fréquentiel : les composantes à 50 et 120 Hz ressortent de façon évidente.

Importance du pas d'échantillonnage

Le pas d'échantillonnage des données est très important dans le sens où plus il sera petit, plus on pourra visualiser les très hautes fréquences (les très courtes périodes). Le théorème de Nyquist permet de déterminer le pas d'échantillonnage $T_{Nyquist} = \delta t$ maximum en fonction de la fréquence maximale du signal : la fréquence d'échantillonnage doit être supérieure au double de la plus haute fréquence f_{max} contenue dans le signal (cette fréquence limite étant appelée la fréquence de Nyquist $f_{Nyquist}$) :

$$f_{Nyquist} > 2f_{max}$$

Dans nos études nous utiliserons plutôt les périodes. Cela nous donne donc :

$$\frac{1}{T_{Nyquist}} > \frac{2}{T_{min}} \Leftrightarrow \delta t < \frac{1}{2} T_{min}$$

Par exemple, pour une étude sur la surcharge océanique, si l'on veut bien échantillonner le signal jusqu'aux composantes tiers-diurnes (environ 8 heures, soit 0,33 jour), il faut choisir un pas d'échantillonnage au maximum de $\frac{1}{2} * 0,33 = 0,165$ jour, soit $0,165 * 24 = 3,96$ heures.

Donc avec des sessions de traitement GPS de 4 heures (soit 6 points par jour), on échantillonne correctement le signal pour voir les composantes tiers-diurnes, semi-diurnes, diurnes, etc. Dans les études sur la surcharge océanique, les sessions de traitement sont généralement de 2 ou 3 heures avec du recouvrement, on augmente ainsi le nombre de points par jour, et on diminue donc la période minimale échantillonnée, on gagne en précision sur les composantes tiers-diurnes, semi-diurnes et diurnes. Pour des processus de plus longues périodes (comme par exemple des processus de périodicité sub-annuelle), des sessions de 24 heures suffisent amplement, puisque dans ce cas la période minimale échantillonnée est de 2 jours. Par contre il est alors nécessaire d'avoir une durée d'acquisition très longue pour bien échantillonner la périodicité sub-annuelle (plusieurs années). En effet, avec N échantillons, on échantillonne les fréquences :

$$f_i = \frac{f_e * i}{N}$$

avec $f_e = \frac{1}{\delta t}$ la fréquence d'échantillonnage et $i = 0, 1, \dots, N/2$.

On échantillonne donc les périodes :

$$T_i = \frac{1}{f_i} = \frac{N}{f_e * i} = \frac{N * \delta t}{i}$$

Les courtes périodes sont les mieux échantillonnées, puisque quand i augmente, les périodes diminuent et l'écart entre deux périodes échantillonnées diminue.

Construction d'un signal synthétique de déformation

Pour illustrer notre étude, nous avons construit un signal de déformation synthétique dû à deux processus : l'hydrogéologie et la surcharge océanique. Pour le processus hydrogéologique, nous avons choisi une déformation sinusoïdale périodique sub-annuelle, avec une amplitude de 7 mm (14 mm pic à pic) et une période de 375 jours : ces réglages sont issus de l'étude que nous avons menée sur le site de Ploemeur. Pour la surcharge océanique, nous avons utilisé un calculateur en ligne et gratuit

(<http://www.oso.chalmers.se/~loading/>, H.G. Sherneck, Onsala Space Observatory), qui permet d'obtenir les amplitudes et les phases de différentes composantes de la surcharge en différents points donnés par l'utilisateur. Nous avons calculé ces paramètres pour un point du site de pompage à Ploemeur et pris en compte les quatre principales composantes diurnes et les quatre principales composantes semi-diurnes. Le signal de déformation synthétique a été calculé avec un pas d'échantillonnage d'une heure, afin de bien échantillonner les composantes de la surcharge et avec des pas d'échantillonnage et des durées d'observations variables.

Influence du pas d'échantillonnage

Nous avons vu dans le paragraphe précédent que le choix du pas d'échantillonnage conditionnait la valeur de la période minimale échantillonnée : avec un pas d'échantillonnage de 4 heures (1 jour), la période minimale échantillonnée est de 8 heures (2 jours, respectivement). Pour une durée d'observations de 3000 jours, nous avons construit deux signaux de déformation : le premier est échantillonné à 1 point tous les jours, le deuxième à un point toutes les heures (Figure 115). On remarque que le signal à un point par jour ne prend pas en compte toute la déformation : une partie du signal de surcharge est filtrée par le choix du pas d'échantillonnage. On remarque également que la composante sub-annuelle est échantillonnée avec la même qualité. Cependant, l'échantillonnage à un point par jour déforme le signal et le contenu fréquentiel, puisque certaines périodicités ressortent (autour de 175 jours et de 20 jours). De plus, si on peut très bien échantillonner les composantes journalières de la surcharge avec le signal à un point toutes les heures, cela est impossible avec le signal à un point par jour, étant donné que dans ce cas la période minimale échantillonnée est de 2 jours.

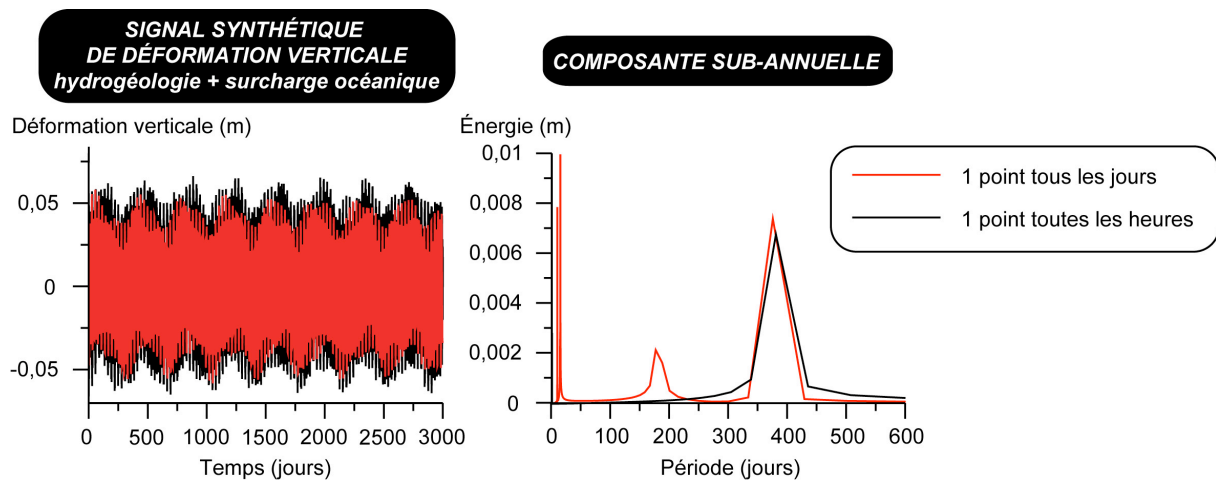


Figure 115 : Influence du pas d'échantillonnage sur la qualité d'échantillonnage de la composante sub-annuelle. On remarque que la série temporelle échantillonnée à un point par jour ne prend en compte toute la déformation, puisqu'une partie due à la surcharge est filtrée par l'échantillonnage.

Influence de la durée de l'observation

Nous avons ici fixé le pas d'échantillonnage à un point toutes les heures afin d'échantillonner les composantes de la surcharge : dans ce cas, la période minimale échantillonnée est de deux heures. Nous avons fait varier la durée de l'observation afin de visualiser les variations de la qualité d'échantillonnage.

Pour la périodicité sub-annuelle, un signal de 3000 jours permet d'affiner sa détermination par rapport à un signal de 1000 jours, car il y a plus de périodes échantillonnées autour de la période qui nous intéresse. Voilà pourquoi il est important d'avoir des séries temporelles de

données sur des grandes périodes de temps pour pouvoir identifier d'éventuelles périodicités sub-annuelles dans le signal de déformation.

Pour les périodicités journalières de la surcharge océanique, une durée d'observation de 30 jours permet de voir un pic semi-diurne large mais aucun pic significatif diurne ; en outre, il ne permet pas d'individualiser chaque composante. Avec un signal de 50 jours, les principaux pics sont visibles, mais ils sont encore assez larges. Avec une période d'observations très longue (1000 jours), les pics sont très bien échantillonnés et il est facile d'individualiser chaque composante, tant pour les semi-diurnes que pour les diurnes.

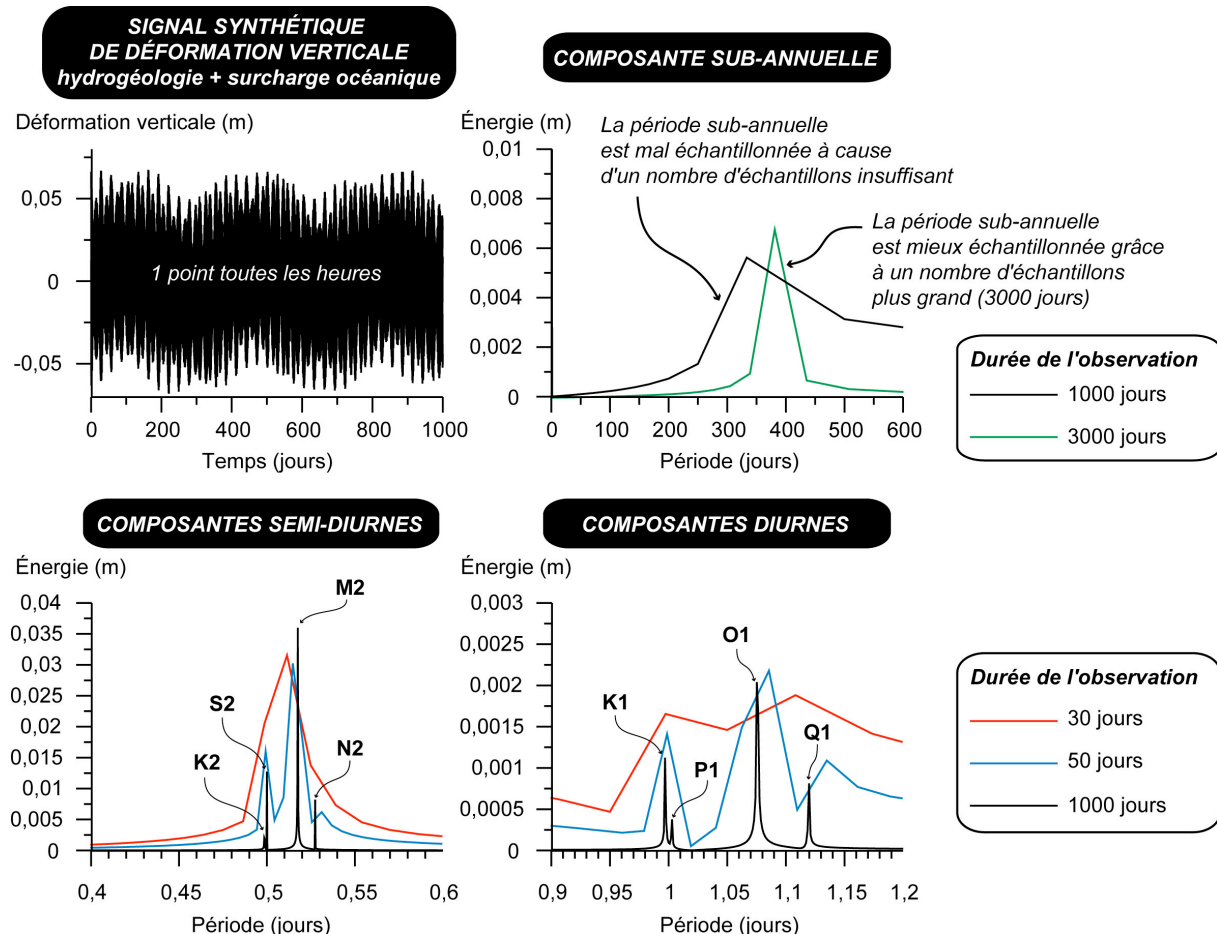


Figure 116 : Variation de la qualité de l'échantillonnage des composantes de la déformation en fonction de la durée de l'observation. Le signal de déformation synthétique est composé de processus hydrogéologiques sub-annuels d'amplitude 7 mm (14 mm pic à pic) et de période 375 jours, et de la surcharge océanique (8 composantes : 4 semi-diurnes, 4 diurnes).

Conclusions

Nous nous sommes servis de l'outil graphique GRACE (<http://plasma-gate.weizmann.ac.il/Grace/>), qui permet entre autres de calculer des spectres de Fourier de séries temporelles. Cet outil nous a permis de confirmer la visualisation directe de périodicités évidentes dans le signal, de préciser ces périodes, mais aussi d'étudier les différentes périodicités dans les signaux de surcharge océanique. Le choix du pas d'échantillonnage et de la durée d'observation conditionnent la bonne qualité de l'analyse fréquentielle, en fonction des processus visés.